

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



# ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ УРАЛА И ПРИЛЕЖАЩИХ РЕГИОНОВ И ИХ МИНЕРАГЕНИЯ

Материалы 11 Уральского  
литологического совещания

Екатеринбург, 2016

УДК 552.5

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

Редколлегия: член-корр. РАН А.В. Маслов (председатель),  
д.г.-м.н., проф. В.П. Алексеев, к.г.-м.н. М.Т. Крупенин, д.г.-м.н. Е.Ф. Летникова,  
д.г.-м.н. Г.А. Мизенс, член-корр. РАН, проф. Б.И. Чувашов,  
д.г.-м.н. С.Б. Шишлов, к.г.-м.н. Л.В. Бадида (ученый секретарь)

**Осадочные комплексы Урала и прилегающих регионов и их минерагения.** Материалы 11 Уральского литологического совещания. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2016. – 305 с.

ISBN

11 Уральское литологическое совещание «Осадочные комплексы Урала и прилегающих регионов и их минерагения» традиционно подготовлено силами сотрудников лаборатории литологии Института геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН и кафедры литологии и геологии горючих ископаемых Уральского государственного горного университета. В его рамках рассмотрен широкий круг актуальных вопросов литологии Урала и сопредельных регионов, а также ряда стран СНГ, проблемы современной нефтегазовой литологии Западной Сибири, Волго-Уральской и Тимано-Печорской областей и некоторые другие темы.

Заявки на участие в работе совещания представили почти 150 специалистов-литологов из академических и производственных организаций, а также вузов. Все поступившие в Оргкомитет материалы опубликованы в настоящем сборнике в основном в авторской редакции.

**Проведение совещания и публикация материалов  
поддержаны грантом РФФИ № 16-05-20360  
и Федеральным агентством научных организаций России**

ISBN

© Институт геологии и геохимии  
УрО РАН, 2016  
© Авторы статей, 2016  
© Фото на обложке А.В. Маслова

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Уральские литологические совещания проводятся регулярно с середины 1990-х гг. с периодичностью один раз в два года. Они имеют устойчивый интерес у широкого круга специалистов-литологов многих геологических центров нашей страны – Санкт-Петербурга, Москвы, Казани, Перми, Уфы, Миасса, Сыктывкара, Тюмени, Ханты-Мансийска, Когалыма, Новосибирска, Томска, Иркутска, Владивостока и др.

В рамках нынешнего, 11 Уральского литологического совещания «Осадочные комплексы Урала и прилегающих регионов и их минерагения» рассматриваются результаты современных исследований терригенных, карбонатных и галогенных комплексов Урала и других регионов России, а также ряда стран ближнего зарубежья. Особое внимание традиционно уделено актуальным проблемам нефтегазовой литологии Западной Сибири, Волго-Уральской и Тимано-Печорской областей. В Оргкомитет 11 Уральского литологического совещания поступили материалы более 90 сообщений от почти 150 специалистов-литологов. Все они распределены по пяти секциям: 1) общие вопросы литологии; 2) современные проблемы литологии Урала; 3) актуальные вопросы литологии сопредельных с Уралом регионов; 4) нефтегазовая литология; 5) современные проблемы литологии других регионов России и стран ближнего зарубежья.

Предшествующее (2014 г.) юбилейное 10 совещание было посвящено виртуальным и реальным литологическим моделям. На фоне активно внедрявшегося в России зарубежными нефтегазовыми компаниями т.н. «модельного подхода», в существенной степени игнорирующего несоответствующие ему геологические факты, тематика указанного совещания имела особую важность. Оно еще раз показало, что любые современные крупные литологические исследования должны базироваться на системной (мультидисциплинарной) основе. Именно такой подход развивается в последние годы литологами Уральской школы в кооперации с нашими западносибирскими коллегами, что нашло отражение также в материалах ряда предшествующих совещаний.

Проводимые в г. Екатеринбурге литологические совещания дают возможность высказаться и быть услышанными всем, кто в этом заинтересован, а также позволяют получить общее, почти полифоническое, впечатление от уровня представленных коллегами материалов. Представляется, что доклады, заявленные на 11 Уральское литологическое совещание, соответствуют основным направлениям современной отечественной литологии. Совещание в полной мере отвечает основной задаче конкурса проектов организации российских и международных научных мероприятий, проводимого Российским фондом фундаментальных исследований, а именно – выявлению и систематизации актуальных проблем и тенденций в области литологии – одного из фундаментальных разделов современных наук о Земле, а также созданию условий для обмена результатами исследований по инициативным научным проектам, поддержанным Фондом, и развитию научного сотрудничества.

Органичным продолжением совещания будет 2-я Всероссийская Школа студентов, аспирантов, молодых ученых и специалистов под названием «Уникальные литологические объекты через призму их разнообразия». Мы надеемся, что и совещание и Школа станут новыми вехами на пути развития на Урале и в сопредельных регионах исследований в области осадочной геологии.

*Оргкомитет*

## «ЛОСКУТНЫЙ» (PATCHWORK) ПОДХОД К РЕШЕНИЮ СУЩЕСТВЕННО РАЗНЫХ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Алексеев В.П.

Уральский государственный горный университет, [igg.lggi@ursmu.ru](mailto:igg.lggi@ursmu.ru)

Немногим более десяти лет назад в научный обиход введено понятие NBICS (НБИКС)–конвергенции, получившей название по первым буквам соответствующих областей как физического, так и ментального знания (N – нано, B – био, I – инфо, C – когнито, S – социо) [Converging..., 2002]. В ее основе лежит метод визуализации, согласно которому устанавливается взаимосвязь между всеми известными областями знания. Хотя в первоначальные представления заложены идеальные нанообъекты (атомы, гены, биты и нейроны), они вполне могут быть транслированы и на изучение реальностей большего масштаба. По основному смысловому содержанию данный подход можно рассматривать как реализацию синергетического мировидения, присущего нелинейной (nonlineare) науке и характерного для неклассической парадигмы научного знания. Последнее, как в общем плане, так и применительно к литологии, разобрано нами в работе [Алексеев, 2013а], а разрешающая способность NBICS-конвергенции применительно к фациальному анализу – в статье [Алексеев и др., 2014а].

Отметим, что формально-визуализированное установление связей между отраслями науки и техники определяется разными уровнями соотношений. Принято, по мере усложнения, различать междисциплинарные исследования, полидисциплинарные исследовательские поля и трансдисциплинарные стратегии исследования. В предложенных материалах рассмотрен первый вид отношений. Для этого взяты два примера из далеких друг от друга областей знания, которые объединяет один объект изучения в виде осадочных пород. Ключевым понятием, хорошо известным в бытовом обиходе, в обоих случаях является *пэтчворк* (*patchwork*) или «*лоскутное*», то есть составленное из различных (разноцветных) лоскутов относительно близкого размера (например, одеяло).

**Первый** пример относится к терригенным коллекторам нефтегазоносных толщ и наиболее характерен для коллектора Ю<sub>2</sub> Западно-Сибирского осадочного мегабассейна (ЗСОМБ). Принимается, что таковой приурочен к финальной части тюменской свиты и таким образом идентифицируется на площади свыше 1 млн кв. км. Однако, неизбежность закона Головкинского-Вальтера, определяющего диахронность слоевых границ при миграционном слоенакоплении, аксиоматически определяет множественность реализации конкретных геологических тел, относящихся к уровню квазиединого коллектора Ю<sub>2</sub>. Тем самым он вполне может рассматриваться как «лоскутное одеяло» или «лоскутная работа» (*patchwork*), а применительно к палеогеографии – «*лоскутное распределение*» (*patchwork distribution*). В каждом конкретном случае, на тех или иных площадях, непосредственное осадконакопление происходило в ограниченное (в геологических рамках) время. Оно было существенно меньше, чем его общая длительность, соответствующая формированию горизонта в целом. Укажем, что такая «лоскутность», с закреплением на разноудаленных территориях некоторых типов палеоландшафтов, благоприятных для последующего нефтегазонакопления, рассмотрена нами для коллектора Ю<sub>1</sub> в центральной и южной частях ЗСОМБ [Алексеев и др., 2014б].

В качестве **второго** примера приведем преподавание нефтегазовой литологии (в принципе для рассмотрения можно было бы взять и другую специальную дисциплину, но сделанный выбор хотя бы в некоторой степени снимает неизбежный упрек в эклектичности излагаемых представлений). При этом мы исходим из некоторых реалий, не понаслышке известных профессорско-преподавательскому составу высшей школы, а также широкому кругу лиц, вовлеченных в процесс передачи знаний. Укажем на два из них.

1. Объем занятий, отводимых на получение и усвоение знаний по той или иной дисциплине, неуклонно сокращается. Это особенно заметно в ходе составления новых учебных планов при введении новых стандартов образования.

2. Образовательный процесс стремительно переходит на новые технологии обучения. К примеру, всего лишь за два последние десятилетия стало нормой излагать лекционный материал в виде презентаций. Более того, появился первый учебник, не содержащий текста, а полностью состоящий из рисунков и схем [Короновский, Брянцева, 2011].

Суммирование этих реалий может привести к весьма разным практическим выводам. Один из них заключается в переводе лекций в сугубо презентационный вид, нередко принимающий буквально «калейдоскопический» характер. Так, если исходить из «обычной» скорости показа иллюстративного презентационного материала, равной 1 слайду за 1–2 минуты, то за два академических часа (90 минут) это составит до 50–100 слайдов. По сути это уже соответствует мультимедийному продукту [Шлыкова, 2004]. Таким путем можно «сжать» информацию, ранее излагаемую за будущее время, но, естественно, в ущерб качеству ее усвоения. С нашей точки зрения этот путь малопригоден для глубокого погружения в изучение специальных дисциплин профессионального образования.

Другой путь заключается в предоставлении довольно небольшого количества слайдов, которые подробно разъясняются, а также закрепляются слушателями пояснительными конспективными записями. По сути, речь идет о достаточно традиционном изложении материала, но отличающимся именно «лоскутностью» предоставленных данных, которые иллюстрируются ограниченным количеством информации. В принципе речь может идти о 5–6 слайдах на академический час (10–12 на двухчасовую лекцию). Справочно отметим, что в упомянутом выше учебнике [Короновский, Брянцева, 2011] на каждую из 27 тем приведено в среднем 25 фотографий или схем.

Именно второй подход апробирован нами при изложении курса «Нефтегазовая литология». Он реализован в виде достаточно детального изложения материала на примере некоторых «золотых гвоздей» седиментологии [Алексеев, 2013б]. Это вполне можно назвать «лоскутным образованием» (*patchwork education*). К основным понятиям нами отнесены: 1) обязательность использования логарифмической шкалы; 2) близкая скорость современного и древнего осадконакопления; 3) скольжение (диахронность) литологических границ; 4) общая иерархичность в строении осадочных толщ; 5) многопорядковая цикличность, рассматриваемая как витки спирали; 6) фациальный анализ как пример комплексирования признаков; 7) проверка (верификация) исследований на всех этапах.

Приведенные примеры, имеющие междисциплинарное, «внешнее» сходство, можно рассматривать и с позиций «внутреннего» единства, носящего уже *полидисциплинарный* характер. Это хорошо вписывается в понятие **фундирования** (нем. *Fundierung* – обоснование, основание), введенное выдающимся немецким философом Э. Гуссерлем (1859–1938 гг.) в работе «Логические исследования», изданной на рубеже XIX и XX вв. [Гуссерль, 2001]. Им дано следующее определение. А фундировано посредством В, если для существования А существенно необходимо В, только в единстве с которым А и может существовать. Фундирование может быть односторонним (А фундировано в В) или двухсторонним (А и В фундированы друг в друга). При этом, в соответствии с феноменологическим учением Э. Гуссерля, все комплексные высокоуровневые акты и предметности фундированы в изначальных простых актах и предметах. Не располагая местом для детального описания этой характеристики укажем, что она полностью соответствует той «лоскутной» палеогеографии (*patchwork distribution*), о которой шла речь выше, в первом примере. Действительно, некоторые типы палеоландшафтов или «лоскуты», с одной стороны, образно говоря, «вмонтированы в общее палеогеографическое одеяло», а с другой – сохраняют в нем свою значимость, устойчиво закрепляясь в благоприятные промежутки времени, с завидной регулярностью [Алексеев и др., 2014а].

Что же касается «лоскутного» образования (*patchwork education*), то его значимость хорошо видна из следующей цитаты: «Принципиальным отличием структурообразующего

принципа фундирования является определение основы для спиралевидной схемы моделирования базовых знаний, умений, навыков предметной подготовки обучающихся» [Смирнов, 2012]. В данном ракурсе особенно значимой представляется актуализация интегративных связей между профессиональным образованием, будущей практической деятельностью и наукой. Именно последнее достаточно широко практикуется нами при подготовке специальных научных докладов студентами старших курсов; в последний год реализовано непосредственной работой нескольких пятикурсников в лаборатории литологии ИГГ УрО РАН. Добавим к этому, что одним из завершающих витков описываемой спирали является Всероссийская школа по литологии, проводимая в рамках Уральского литологического совещания во второй раз.

### Литература

- Алексеев В.П.* Нелинейно-литологические эссе. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2013а. 250 с.
- Алексеев В.П.* «Золотые гвозди» нелинейной седиментологии // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Материалы VII Всерос. литол. совещ. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013б. Т. 1. С. 20–23.
- Алексеев В.П., Амон Э.О., Ворожжев Е.С., Рыльков С.А.* Нефтегазовая литология через призму NBICS-конвергенции // Горно-геологический журнал. 2014а. № 3-4. С. 6–13.
- Алексеев В.П., Чернова О.С., Амон Э.О., Валеев Р.А., Лац С.А., Щергина Е.А.* Закономерности изменения состава и строения коллектора Ю<sub>1</sub> в Широком Приобье и его ближнем окружении (Западная Сибирь) // Литосфера. 2014б. № 3. С. 51–69.
- Гуссерль Э.* Логические исследования: пер. с нем. М.: Гнозис, Дом интеллектуальной книги, 2001. 529 с.
- Короновский Н.В., Брянцева Г.В.* Общая геология в рисунках и фотографиях. Учебно-методическое пособие. М.: ГЕОКАРТ-ГЕОС, 2011. 398 с.
- Смирнов Е.И.* Фундирование в профессиональной подготовке и инновационной деятельности педагога. Ярославль: Изд-во «Канцлер», 2012. 646 с.
- Шлыкова О.В.* Культура мультимедиа. М.: ФАИР-ПРЕСС, 2004. 415 с.
- Converging Technologies for Improving Human Performance: nanotechnology, biotechnology, information technology and cognitive science / Edited by Mihail C. Roco and William Sims Bainbridge, National Science Foundation, Report, 2002. 482 p.

## ПОНЯТИЕ «ФАЦИЯ» В РУСЛЕ СМЕНЫ ГЛОБАЛЬНЫХ ПАРАДИГМ (К МЕТАФИЗИКЕ ПАЛЕОЛАНДШАФТА)

**Алексеев В.П.**

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

Понятие «фация» (facies), впервые использованное в геологии 175 лет назад А. Грессли, является одновременно как широко применяемым, так и весьма неоднозначным. Различия в трактовке термина, заложенные уже при его первом употреблении, принципиально непреодолимы в рамках классической общенаучной парадигмы, имеющей отчетливый линейный (linear) характер. Ее основное содержание сводится к тому, что человек (субъект) различными средствами задает вопросы природе (объекту), а последняя на них отвечает. В сжатом виде это может быть представлено в виде формулы *Субъект ↔ Средства ↔ (Объект)* [Стёпин, 2000]. Такой подход к изучению объектов чаще всего рассматривается как изучение зависимостей вида 1D или 2D, то есть в одном или двух измерениях (D – dimension). Для геологии – это колонки скважин, разрезы разного масштаба и детальности, карты и планы различного содержания и назначения.

Применительно к осадочным толщам, установление фаций в рамках классической парадигмы чаще всего реализуется в двух вариантах. Первый из них заключается в детальном изучении конкретных пород, с комплексом присущих признаков – литофаций (*lithofacies*). Такой подход особенно удобен при формализации исходных данных и математическом моделировании, особенно развитом в нефтегазовой литологии. «Предельным» примером этому служит следующее высказывание. «Часто для моделирования бывает достаточно двух фаций: породы-коллекторы и породы-неколлекторы...», а «... максимальное число типов фаций может достигать шести» [Дойч, 2011]. Второе, ландшафтное содержание термина «фация» в полной мере соответствует размерности 2D и в англоязычной литературе обозначается как обстановка (*environment*). Кстати, отметим, что в географии элементарный ландшафт или фация – это часть земной поверхности, характеризующаяся *полной гомогенностью*.

Последняя четверть XX столетия ознаменовалась интенсивным изучением *нелинейных* (*nonlineare*) процессов, что определило формирование *неклассической* парадигмы знания, нередко называемой *нелинейной наукой* (*nonlineare science*). Данная парадигма имеет формулу *Субъект ↔ [Средства ↔ Объект]*. (Человек задает вопрос природе, природа отвечает. Но ответ теперь зависит как от свойств изучаемого объекта, так и от способа вопрошания, контекста вопроса [Стёпин, 2000].) Мы считаем, что именно в этих рамках понятие «фация» приобретает принципиально новое значение, будучи связанным с его «ландшафтным» наполнением. Во многом это имеет свою богатую когнитивную историю. Так, образность понятия «ландшафт» определила его широкое использование не только в непосредственных географо-геологических представлениях, но и в мировоззренческих изысканиях.

Начало такому вне(транс)дисциплинарному анализу положено более ста лет назад небольшим очерком-эссе Ф.А. Степуна, с многозначительным названием «К феноменологии ландшафта» [Степун, 1912]. В нем, анализируя и сравнивая ландшафты Флоренции и Германии, автор вышел на высокий уровень сравнительной оценки разных философских подходов. Немного позже историческая поэтичность, художественность (в том числе и в самом прямом смысле) понятия ландшафта вдохновила Мартина Хайдеггера (1889–1976 гг.) на использование данного термина в «герменевтической реконструкции топологической карты мысли». Таковая напрямую соотносится с лесным ландшафтом (той же местностью Шварцвальда, что и у Ф.А. Степуна) и изложена впервые в небольшом эссе «Творческий ландшафт: почему мы остаемся в провинции», опубликованной в 1927 г. Идя по лесной тропе (*Holzwege*), Хайдеггер сумел найти место, где мир открылся как единая «четвертьца» (*Geviert*) неба и земли, смертного и божественного. Большое внимание им уделено временному восприятию окружающего мира [Хайдеггер, 1993]. Такое понимание ландшафта полностью соответствует *синергетическому мировидению*, которое, в свою очередь, в полной мере присуще именно неклассической парадигме. Его основы изложены в ряде работ Е.Н. Князевой и С.П. Курдюмова [2005 и др.], а применительно к осадочным терригенным толщам – в нашей сводке [Алексеев, 2013].

Одновременно с таким соответствием неклассической парадигме, изложенные представления дают осязаемый мостик для перехода к следующей, *постнеклассической*, контуры которой пока только намечаются [Майнцер, 2009]. Обозначим основное направление последней как изучение *внелинейных* (*outlineare*) процессов, как бы «оконтуривающих» всех его участников. Это следует из обобщающей формулы постнеклассической парадигмы, имеющей вид  $\{ \text{Субъект} \leftrightarrow \text{Средства} \leftrightarrow \text{Объект} \}$ . В ее рамках ответ природы (объекта) на задаваемый вопрос зависит не только от свойств объекта и способа вопрошания, но и от способности понимания самого вопрошающего объекта. Рассуждая образно, «камни говорят» (по А.Е. Ферсману), но только тому, кто понимает их язык. Кстати, здесь будет уместно отметить, что существенную роль в познании объектов призваны играть междисциплинарные и трансдисциплинарные исследования, роль которых в фациальных исследованиях вкратце была рассмотрена в материалах предыдущего совещания. В них, в частности, было определено, что «... именно фациальный анализ в его принципиальном соответствии основ-

ным понятиям NBICS-конвергенции может явиться неплохим вектором прорыва не только в неклассическую, но и в постнеклассическую парадигму геологического знания» [Алексеев, 2014].

В отечественной философской мысли В.А. Подорогой для необходимых рассуждений найдено емкое и точное определение – **метафизика ландшафта** [Подорога, 2013]. Поясняя это понятие, он пишет: «Речь идет о своеобразной *топологии* (курсив наш – В.А.) философского мышления, которое пытается передать основное содержание мыслимого, инсценировав его в образах-понятиях». Ландшафтный образ определяется сочетанием трех конститутивных элементов: *небо – горизонт – земля*, создающих геометрию сложной кривой их взаимодействия». Таким образом, узкое понятие географического ландшафта переводится (на языке восприятия) в «зримое представление незримого», что можно соотнести с **геологией мысли**. Вообще, «геологизмы» достаточно присущи цитируемой работе В.А. Подороги. Например: «Чтобы осуществить движение-чтение хайдеггеровского текста, надо рискнуть стать тектоническими существами, претерпевающими страсти геогенеза... Бытие, соотнесенное с геологической мерой, должно, чтобы стать произведением, вздыматься. Для этого вздымания нет глаз, оно невидимо, – тогда его слышат. Слышимый ландшафт Шварцвальда. Вот почему, чтобы услышать так, необходимо следовать процедурам «правильного» вслушивания в слово, говорящее из бытия сущего, как может говорить трещина из базальтовой толщи» [Подорога, 2013]. Из приведенной цитаты буквально сквозит «очеловечивание» геологии, то есть ее перевод в рамки постнеклассической парадигмы, в которой субъект рассматривается на равных как с изучаемым объектом, так и со средствами его познания (см. выше).

Применительно к фациальному анализу, подобный разговор возможен в рамках **метафизики палеоландшафта** (термин вводится нами – В.А.). Поясним это следующим образом. Основной характеристикой ландшафта (а, следовательно, и фации) является **рельеф**, отражающий физическую смену сред – аэральную, аквальную, собственно земную (породной). В рамках классической парадигмы подразумевается, что разделяющая эти среды поверхность не имеет своей толщины ( $m$ ), либо она исчезающе мала ( $m \rightarrow 0$ ). Тем самым любой ландшафт – географический, геологический (палеоландшафт) и т.п. рассматривается исключительно как **плоскость**, имеющая размерность 2D, что показано выше. Принципиально это соответствует прямому пониманию *интерфейса* (interface) как поверхности раздела, перегородки. Однако, «разворачивая» данный интерфейс *во времени*, мы переходим на модель ландшафта в формате 3D, даже при материальной характеристике его толщины равной нулю. Значимой величиной здесь становится время (T). Время же геологическое, при  $T \rightarrow \infty$ , позволяет по-новому высветить проблемы и вопросы общенаучного характера, которые в шутливо-образном виде можно было бы представить следующим образом. «Настоящее делается из прошлого, а прошлое переделывается в будущем» (<http://syjan-czy.liverjournal.com>). **Теперь интерфейс видится как область контакта, взаимодействия между двумя нелинейно соотносящимися системами {Субъект ↔ Объект}**, где средством такого взаимодействия выступает синергетическое мировидение.

В качестве дополнительного обоснования приводимых вне(транс)дисциплинарных рассуждений приведем следующее соображение. Изложенный выше подход, по нашему мнению, вполне гармонирует с представлениями К.Г. Юнга о *коллективном бессознательном* – понятии, введенном им в 1916 г. Под последним он понимал наличие архетипов или прообразов, которые «... представляют собой отражение постоянно повторяющегося опыта человечества» [Юнг, 2010]. Не вдаваясь в обсуждение этого интересного вопроса, отметим лишь один, но достаточно примечательный факт. Опубликованный 60 лет назад «Атлас литогенетических типов ...» [Атлас..., 1956], сыграл весьма существенную роль при изучении фациального состава многих осадочных толщ. По сути это созвучно «коллективному бессознательному», применительно к установлению фаций. Такое же положение можно отнести и к фациально-циклическому анализу в целом [Алексеев, 2013]. Особо укажем, что в данном случае речь о фации идет как о некотором синтетическом (читай – синергетическом) пони-



мании термина («условия + осадок»), что полностью соответствует как минимум неклассической парадигме. Нам представляется, что продолжение исследований в подобном, концептивно намеченном ракурсе, может представить интерес для развития «геологии мысли», о которой шла речь выше.

На первый взгляд, выполненные рассуждения, включая подлинно метафизическое использование довольно конкретного (пусть и многозначного) термина, только прибавляют неоднозначности в его истолкование. Однако смеем надеяться, что в данном случае это не так. Речь идет об *ином измерении* вопроса; его трансляции в другое координатное, а точнее бескоординатное пространство, по сути не обладающее линейными мерками построений и (или) их оценок. В данном контексте то, что в классической парадигме выглядело явным недостатком термина (полисемичность, многозначность), в нелинейном, а по сути во *внелинейном* (outlineage) отображении становится его неотъемлемой характеристикой и достоинством.

### Литература

*Алексеев В.П.* Нелинейно-литологические эссе. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2013. 250 с.

*Алексеев В.П.* Фациальный анализ в представлениях NBICS-конвергенции // **Виртуальные и реальные литологические модели.** Материалы 10 Уральского литол. совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. С. 9–11.

Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна / Л.Н. Ботвинкина, Ю.А. Жемчужников, П.П. Тимофеев, А.П. Феофилова, В.С. Яблоков. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 368 с.

*Дойч К.В.* Геостатистическое моделирование коллекторов: пер. с англ. М.-Ижевск: ИКИ, 2011. 400 с.

*Князева Е.Н., Курдюмов С.П.* Основания синергетики. Синергетическое мировидение. М.: КомКнига, 2005. 240 с.

*Майнцер К.* Сложносистемное мышление: Материя, разум, человечество. Новый синтез: пер. с англ. М.: Книжный дом «ЛИБРОКОМ», 2009. 464 с.

*Подорога В.А.* Метафизика ландшафта. Коммуникативные стратегии в философской культуре XIX-XX вв. М.: Канон+, 2013. 552 с.

*Степун Ф.* К феноменологии ландшафта // Труды и дни. 1912. № 2. С. 52–56. (Также: Степун Ф.А. Сочинения. М.: РОСПЭН, 2000. С. 804–807).

*Стёпин В.С.* Теоретическое знание. М.: Прогресс-Традиция, 2000. 743 с.

*Хайдеггер М.* Время и бытие: статьи и выступления: пер. с нем. М.: «Республика», 1993. 448 с.

*Юнг К.Г.* Психология бессознательного: пер. с англ. М.: «Когито-Центр», 2010. 352 с.

## ПОИСК ДОПОЛНИТЕЛЬНЫХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОБЪЕКТОВ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ С ПОМОЩЬЮ МЕТОДА БОЛЬШИХ ШЛИФОВ И ПАРАМЕТРА СМАЧИВАЕМОСТИ ПОРОД

**Антоновская Т.В.<sup>1,2</sup>, Абрамов В.Н.<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Сыктывкарский государственный университет, [tat-atv@yandex.ru](mailto:tat-atv@yandex.ru)

<sup>2</sup>Институт геологии Коми НЦ УрО РАН

<sup>3</sup>Филиал ООО «Газпром ВНИИГАЗ» в г. Ухта

Поиск новых нефтегазоносных объектов на месторождениях, находящихся в разной стадии разработки с целью максимально возможного извлечения углеводородов из пласта, является важной задачей, решение которой приведет к увеличению добычи нефти и газа на территориях с высокоразвитой инфраструктурой, что является экономически выгодным шагом для России.

Смачиваемость – способность породы покрываться пленкой жидкости и обусловлена адсорбционными свойствами данной породы концентрировать на своей поверхности молекулы жидкости за счет электростатического напряжения; характеризуется углом смачиваемости, который представляет собой краевой угол между плоскостью твердого тела породы и касательной к поверхности капли, проведенной из точки касания капли с телом [Ржевский, Новик, 2014].

Анализ краевого угла смачиваемости позволяет обосновать наличие продуктивных интервалов с помощью оптического метода микролитологических и микротектонических исследований керн в больших шлифах, разработанного во ВНИГРИ [Методика..., 1969; Методическое..., 2009]. Такой симбиоз впервые применен на производстве для поисков «пропущенных» залежей углеводородов в карбонатных коллекторах, при участии авторов данной работы. Полученные результаты являются дополнительной важной информацией при решении вопроса о доразведке углеводородного месторождения, находящегося на завершающей стадии разработки, где сохранились «пропущенные» пластовые, линзовидно-пластовые и линзовидные объекты (сложной конфигурации и специфическими коллекторскими свойствами) с остаточной нефтью или конденсатным газом, с целью их извлечения.

Поиск дополнительных продуктивных интервалов на хорошо изученном и разрабатываемом месторождении выполняется с использованием оптического метода больших шлифов и методики комплексного анализа геолого-геофизических, геохимических и технологических данных, разработанной в филиале ООО «Газпром ВНИИГАЗ» [Антоновская, 2013].

Основным анализируемым объектом является керн, на котором предварительно в лаборатории петрофизики выполняются все необходимые исследования, включающие пористость, газопроницаемость, карбонатность, угол смачиваемости и др., с использованием соответствующих методик, в том числе методики по определению угла смачиваемости пород, разработанной в России (В.М. Добрынин) и адаптированной для предприятия [Методика..., 2000]. Согласно классификации В.М. Добрынина, порода преимущественно гидрофильна, если краевой угол смачивания находится в интервале 0–90 град., преимущественно гидрофобна, если значение угла смачивания лежит интервале 90–180 град. Важную роль при смачиваемости пород играет температурный фактор [Hamouda, Gomari, 2006].

Для успешного применения метода больших шлифов, участвующего в обосновании угла смачиваемости, с целью поисков новых нефтегазоносных объектов, необходимо решение ряда задач. Задачи таковы: 1) обосновать выбор анализируемых образцов керн скважин в стратиграфическом диапазоне интервала исследований; 2) дать детальную (полную) микролитологическую и микротектоническую характеристику пород; 3) сравнить параметры пористости и проницаемости пород, полученные петрофизическими методами и оптическим методом больших шлифов; обосновать сходство и различие; 4) выявить закономерности изменения параметра смачиваемости с глубиной, с изменениями пористости, проницаемости, карбонатности пород, используя наиболее представительный по фактическому материалу интервал исследования; дать обоснование параметра смачиваемости пород по результатам петрофизических и оптического метода исследований керн; 5) выделить наиболее перспективные нефтегазосодержащие объекты в интервале исследований, опираясь на анализируемый керн.

Для решения первой задачи производится: 1) предварительное детальное исследование разрезов скважин по результатам промыслово-геофизических данных; 2) анализ макро- и микроописания керн, уже выполненного на месторождении; 3) анализ результатов опробования и испытания скважин; 4) анализ результатов лабораторных исследований пластовых флюидов; 5) анализ результатов лабораторных петрофизических исследований керн.

Для решения второй задачи изготавливаются большие шлифы из керн (петрофизического цилиндра), на котором проведены все необходимые исследования. Из каждого цилиндра выполняется два шлифа – вкрест и по напластованию породы. Производится полное (детальное) описание каждого шлифа, согласно метода больших шлифов [Методическое..., 2009], где основной акцент ставится не только на микролитологические особенности по-

род, но и на микротектонические, учитывающие все пустотное пространство, включающее поры, каверны, трещины, межзерновые каналы, степень их сохранности и насыщения.

Для решения третьей задачи производится расчет пористости и трещиноватости, в неперенном постоянном сравнении с фильтрационно-емкостными параметрами, полученными на данном исследуемом образце петрофизическими методами. Это необходимо для более корректного обоснования фильтрационно-емкостных коэффициентов (пористости по шлифу, трещинной пористости, трещинной проницаемости), типа коллектора и его способности вмещать и отдавать флюиды в процессе их перемещения из областей высоких давлений в области низких давлений в недрах осадочной толщи, где находится исследуемое месторождение.

Для решения четвертой задачи в аналитическую сферу включается параметр угла смачиваемости пород, который сравнивается с петрофизическими и оптическими данными, полученными методом больших шлифов. Определяется зависимость угла смачиваемости пород от физико-химических факторов. Выявляются особенности и закономерности изменения угла смачиваемости пород с глубиной, составом пород, их строением, фильтрационно-емкостными свойствами и другими важными показателями, характеризующими физику и химию пласта.

Для решения пятой, кульминационной задачи, – выделить наиболее перспективные нефтегазосодержащие объекты на месторождении, опираясь на исследованный керн, анализируется весь материал, полученный при решении предыдущих задач. В результате дается заключение с рекомендациями, как использовать значение угла смачиваемости и другие фильтрационно-емкостные параметры для поисков «пропущенных» залежей нефти и газа; в каких стратиграфических подразделениях и на каких глубинах продолжать поиск дополнительных продуктивных объектов на месторождении.

Важную роль при исследовании керна методом больших шлифов играет параметр трещиноватости пород. Хотя трещины не оказывают прямого влияния на угол смачиваемости, как это показали микроисследования керна в больших шлифах, их присутствие в породах в тектонически активных зонах в областях пересечения древних и более молодых разломов важно для перемещения флюидов по пластам [Разломы..., 1976]. Трещины косвенно влияют на значение угла смачиваемости, увеличивая площадь соприкосновения породы и пластового флюида. Роль трещин в фильтрационно-емкостных процессах высока на глубинах, превышающих 3000 м и более, где на первый план выходят нетрадиционные коллектора со сложным смешанным типом пористости [Коллекторы..., 1975; Особенности..., 1987; Постседиментационные..., 1972; Кузнецов, 2003; Япаскерт, 2013].

Микроисследования оптическим методом больших шлифов позволяют понять механизм смачиваемости пород, приближая вещество и находящееся между ним пустотное пространство с помощью микроскопа до уровня восприятия объекта человеческим глазом при увеличении в 50, 100, 400 и более раз. В результате вещество (состав породы, взаимное расположение зерен, появление новых минеральных композиций и их взаимное влияние друг на друга в меняющихся геологических условиях) и пустотное пространство (разногенетические межзерновые каналы, поры, каверны, трещины) можно детально исследовать, выполнять измерения, анализировать результаты. Когда набирается статистический материал определенных параметров, выявляются закономерности в их повторяемости, в их изменяющихся значениях, анализируя их можно делать выводы, являющиеся основанием, базой, фундаментом, исходной позицией для действий. В частности – когда раскрывается механизм избирательной смачиваемости пород в недрах, в пределах месторождения, находящегося на завершающей стадии разработки, когда необходимо принимать меры для извлечения, оставшегося в недрах углеводородного флюида, понимание причины неодинаковой смачиваемости пород показывает пути решения задач.

В результате микролитологического и микротектонического анализа керна в больших шлифах методом, позволяющим выделить особенности состава, строения пород, посчитать объем и фильтрационно-емкостные параметры пор и трещин, выявлен ряд закономерностей

в значениях угла смачиваемости пород разного состава, возраста, находящихся на разных глубинах; дана рекомендация для опоискования пропущенных или новых углеводородных объектов.

*Состав пород:* микро-тонко-мелкозернистые известняки органогенные и органогенно-обломочные более гидрофильны, чем доломиты потому, что площадь контакта между породой и водой максимальна ввиду чрезвычайной витиеватости и шероховатости поверхности известняка с зернами кальцита микро-тонко-мелкой размерности.

*Пустоты* (поры, каверны, трещины, межзерновые каналы): их влияние косвенно, но важно, так как благодаря наличию межзерновых впадинок и каналов на стенках открытых пустот (пор, каверн и трещин) увеличивается площадь поверхностей контакта между породой и флюидом; в зависимости от конфигурации пустот и состава отложений, между которыми данные пустоты находятся, меняется угол смачиваемости, что созвучно с п.1.

*Битумы:* светло-коричневый, золотисто-коричневый и желтый битум (нефть, в разной степени насыщенная жирными газами и легкими компонентами) – основная причина гидрофобности пород; по мере их продвижения по пустотному пространству породы, на стенках пустот создают тонкую пленку, не позволяющую взаимодействовать породе и воде. Черный (керит) и темно-коричневый битум, утерявшие легкие углеводородные компоненты, не создают на стенках пустот «жирной» пленки, поэтому не создают барьера между породой и водой, позволяя породе быть гидрофильной.

*Глубина:* чем глубже находятся породы, тем меньше их угол смачиваемости; в данном случае в основе феномена лежит температурный фактор – чем горячее среда, тем более гидрофильна карбонатная порода, независимо от ее состава.

*Возраст* пород не влияет на параметр смачиваемости.

*Нефтедержащие породы,* на которые следует обратить внимание, как на маркеры возможной остаточной залежи углеводородов: образцы, где четко выделяется в шлифах золотисто-желтый битум в порах, трещинах и межзерновых каналах; особенно в межзерновых каналах, если речь идет о газоконденсатных месторождениях.

### Литература

*Антоновская Т.В.* Неантиклинальные ловушки среднедевонско-турнейских отложений юго-востока Тимано-Печорской провинции (условия формирования и нефтегазоносность). СПб.: ФГУП «ВНИГРИ», 2013. 228 с.

Коллекторы нефти и газа на больших глубинах. Тез. докл. М.: АН СССР, 1975. 192 с.

*Кузнецов В.Г.* Эволюция карбонатакопления в истории Земли. М.: ГЕОС, 2003. 262 с.

Методика изучения трещиноватости горных пород и трещинных коллекторов нефти и газа. Л.: Недра, 1969. 129 с.

Методическое руководство по литолого-петрографическому и петрохимическому изучению осадочных пород-коллекторов. СПб.: ВНИГРИ, 2009. 160 с.

Методика изучения смачиваемости пород лаборатории петрофизики филиала ООО «Газпром-ВНИИГАЗ» в г. Ухта, 2000. 20 с.

Разломы земной коры. Тез. докл. М.: АН СССР, 1976. 54 с.

*Ржевский В.В., Новик Г.Я.* Основы физики горных пород: Учебник. Изд. 7-е. М.: ЛЕНАНД, 2014. 368 с.

*Япаскурт О.В.* Литология. Разделы теории. Ч. 1, Ч. 2. М.: Изд-во МГУ, 2013. 216 с., 188 с.

*Hamouda A.A., Gomari K.A.R.* Influence of Temperature on Wettability Alteration of Carbonate Reservoirs. Paper SPE 99848, presented at the SPE/DOE Symposium on Improved Oil Recovery, Tulsa, April, 22–26, 2006. <https://www.onepetro.org/conference-paper/SPE-99848-MS>

## ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА ПОРОД МОСКОВСКОГО ЯРУСА СРЕДНЕГО КАРБОНА ЮГО-ВОСТОКА ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Антоновская Т.В.<sup>1,2</sup>, Абрамов В.Н.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Сыктывкарский государственный университет, [tat-atv@yandex.ru](mailto:tat-atv@yandex.ru)

<sup>2</sup>Институт геологии Коми НЦ УрО РАН

<sup>3</sup>Филиал ООО «Газпром ВНИИГАЗ» в г. Ухта

Отложения московского яруса являются одним из основных нефтегазопроисходящих объектов в Тимано-Печорской провинции, в том числе в ее юго-восточной части, осложненной надвиговыми дислокациями, благодаря которым сформированы такие месторождения как Югид-Соплесское нефтяное, Вуктыльское нефтегазоконденсатное, южнее – Курьинское, Рассохинское газовые и др.

Исследуя особенности литологического состава и строения пород методом больших шлифов, разработанным во ВНИГРИ [Методическое..., 2009], в аллохтонной и автохтонной части разреза осадочного чехла Вуктыльского месторождения, авторы выявили ряд закономерностей, связав их с процессом надвигообразования.

На ряде скважин отобран керн; на петрофизических цилиндрах, извлеченных из первичного керна, проведены исследования по определению пористости, газопроницаемости, карбонатности пород. Далее цилиндры использованы для изготовления больших шлифов – продольного и поперечного, двух шлифов из каждого образца цилиндра. Детально изучен вещественный состав пород в шлифах, а также – разнородное пустотное пространство, представленное межзерновыми каналами, порами и трещинами, как литологическими, так и тектоническими [Людочников, 1947; Хворова, 1958; Гмид, Леви, 1972]. Проведен анализ вещественного состава пород, рассчитаны коэффициенты открытой пористости по шлифу, коэффициент трещинной пористости и трещинной проницаемости. Полученные результаты сравнивались с данными, полученными по лабораторным петрофизическим исследованиям на том же само цилиндре, из которого изготовлены шлифы. Исследуемый интервал находится на глубине 3437–3454 м в аллохтоне и 3893–3898 м – в автохтоне, в наиболее представительной по фактическому материалу скважине, где подошва надвига зафиксирована по данным бурения и геофизики на глубине 3802 м.

Породы аллохтона представлены известняками органогенными и органогенно-обломочными, включающими комковато-детритовые, полидетритово-фораминиферовые, водорослевые, фораминиферо-водорослевыми, измененными вторичными процессами грануляции, кальцитизации, доломитизации и окремнения. Доломитизация известняков меняется по разрезу от первых процентов до 15%, не связана с глубиной. Окремнение преимущественно точечное. Новообразованный кальцит достигает 15%. Породы в разной степени пористые, от 1 до 12–15%.

В верхней части преобладает мелкодетритовая фракция. Среди органических остатков основное место занимают фораминиферы (0.05–0.7 мм), большая часть которых изменена процессами грануляции, в той или иной степени перекристаллизованные фрагменты (0.1–0.5 мм, единичные – до 1.8 мм) водорослей багряных и зеленых трубчатых, обломки раковин и целые разности брахиопод (0.25–9.0 мм), перекристаллизованные членики криноидей (0.25–0.8 мм). Присутствуют обломки, ядра и раковины остракод (0.2–0.8 мм), обрывки мшанок (0.5–1.0 мм), сферы (0.05–0.1 мм) и трудноопределимый детрит. Сгустки и комочки сложены пелитоморфным кальцитом, размеры варьируют в пределах 0.05–0.2 мм, контуры четкие и размытые. Форма комков разнообразная: округлая, удлиненная, неправильная. Одни комочки сложены пелитоморфной массой, в других заметно их первичное строение. Среди комков отмечаем продукты жизнедеятельности илоедов (копролиты) и сверлящих водорослей (гранулированные раковины фораминифер и др.), комочки цианобактерий. Из

новообразованных минералов, кроме кальцита, выделяется доломит (1–2%), халцедон (ед.), хлорит/глауконит (ед.).

Пустотное пространство представлено межзерновыми каналами, порами и трещинами. Открытые поры редкие (до 1%), внутриформенные, округлые и неправильной формы, размером 0.02–0.15 мм, с неровными краями из-за новообразованных наростов кальцита, часто пигментированного черным битумом. Редко наблюдается золотисто-желтый битум (нефть) по межзерновым каналам (1–2%). Присутствие капель и примазок нефти в каналах и их окружении, точно встречающиеся по полю шлифа, косвенно подтверждают существование тонких открытых путей сообщения (межзерновые каналы) для легких фракций углеводородов (газов), которые задерживают перемещение нефтяных фракций ввиду своей тонкости и невозможности прохождения через эти каналы молекул большого диаметра и массы [Волькенштейн, 1955].

Нижний исследуемый слой в аллохтоне сложен известняками водорослевыми (80%), измененными вторичными процессами, слабо доломитизированными (5%), пористыми (12–15%). Порода состоит из кальцита (до 95%) и доломита (до 5%). Основной составной частью породы в шлифе являются остатки багряных водорослей унгдарелл (*Ungdarella*), которые преобладают, и двинелл (*Dvinella*), размерностью 0.2–1.7 мм; присутствуют зеленые сифониковые водоросли (0.4–0.7 мм). В подчиненном количестве отмечаются раковины фораминифер (0.1–0.75 мм), в разной степени гранулированных и деформированных, сферы (0.05–0.12 мм) и перекристаллизованные криноидеи (до 1.0 мм). В меньшем количестве отмечается неокатанный раковинный детрит брахиопод, пеллеципод, остракод размером 0.35–0.8 мм и трудноопределимые остатки. Присутствует сгустково-комковатый материал неправильной и округлой формы, состоящие из пелитоморфного кальцита (гранулированные фораминиферы, другой детрит и остатки жизнедеятельности цианобактерий).

Пустоты в водорослевых известняках представлены порами и трещинами. Открытые поры выщелачивания внутриформенные в камерках фораминифер, раковинах остракод, сферах и водорослях, изолированные, редко сообщающиеся, округлой, овальной и неправильной формы размером 0.01–0.43 мм, с неровными краями, часто пигментированными черным битумом. Наблюдается серия открытых трещин слабоизвилистых взаимосвязанных шириной 0.005–0.015 мм и протяженностью 7–14 мм. Трещинная проницаемость достигает 0.355 мД ( $\times 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>), трещинная пористость – 0.02%, объемная плотность открытых трещин – 24.4  $\frac{1}{\text{м}}$ , согласно определению параметров трещиноватости методом больших шлифов [Гмид, Леви, 1972; Методическое..., 2009]. По результатам микроисследований открытая пористость в три раза выше (12–15%), чем определенная петрофизическими методами; также, благодаря окрашиванию шлифа ализарином [Лодочников, 1947], удалось определить, что в породе есть доломит в количестве 5%, который по данным петрофизики не выделен.

В автохтоне анализируемый интервал московского яруса, находящийся на глубинах 3893–3898 м, сложен известняками биоморфными, комковато-детритовыми, переходящими ниже по разрезу в фораминиферо-водорослевые и водорослево-фораминиферовые, измененные процессами грануляции, кальцитизации (до 10–20%), доломитизации (до 5%) и сульфатизации (до 3%). Порода полидетритовая, состоит из кальцита (93–99%) и доломита (1–5%); кальцит выполняет органогенный детрит, немногочисленные микросгусточки, составляющие ориентировочно 10–15%, и присутствует в небольшом количестве в качестве цемента. Состав органических остатков примерно тот же, что и в аллохтоне, с той лишь разницей, что здесь преобладает криноидный и водорослевый детрит размером 0.2–0.6 мм, редко до 1 мм. В меньшем количестве присутствуют раковины фораминифер размером 0.1–1.3 мм, большая часть которых изменена процессами грануляции; редкие фрагменты мшанок, обломки раковин брахиопод (0.3–2.1 мм), пеллеципод (до 3.4 мм). Встречаются сферы (0.05–0.1 мм) и трудноопределимый детрит с остатками водорослей и нитей цианобактерий, нарастающих на детрит. В водорослевых известняках преобладают остатки водорослей

унгдарелл (0.4–3.2 мм), в подчиненном количестве – разноразмерные (0.1–1.8 мм) раковины фораминифер. Есть редкие брахиоподы (обломки до 4.1 мм по удлинению), криноидеи (до 1.3–1.6 мм), остракоды (до 1.3 мм), единичные кальцитизированные спикулы губок (до 0.08 мм), зеленые сифониковые водоросли. Аутигенные минералы: кальцит (10–20%), доломит (до 2%), кварц-халцедон (ед.), ангидрит (3%).

Пустоты представлены открытыми порами и межзерновыми каналами. Открытые поры (1–2%, ниже по разрезу достигая 10%) изолированные и сообщающиеся между собой по межзерновым каналам, размер пор 0.01–0.6 мм. Форма пор внутри сфер и фораминифер овальная, а между вершинами зерен доломитов изометричная и неправильная с острыми углами; края неровные с новообразованными минералами кальцита и доломита, пигментированы черным битумом. Часть пор частично залечена кальцитом, доломитом и ангидритом в результате вторичных преобразований.

На участках развития доломитов, к их межзерновым каналам приурочены примазки и выпоты золотисто-желтого битума (нефти), пигментирующие поверхности зерен доломитов, в нижнем слое – коричневого и темно-коричневого битума. Данный битум закупоривает часть межзерновых каналов; другая часть открыта для прохождения через них газовых углеводородов. Ширина межзерновых каналов доломита на глубинах, превышающих 3000 м, не позволяет прохождению через них углеводородов нефтяного ряда в силу большего размера и веса молекул нефти, чем газа [Волькенштейн, 1955].

В результате анализа состава и пустотного пространства аллохтонных и автохтонных отложений, можно сделать ряд выводов.

1. Первичные условия осадконакопления карбонатных отложений московского яруса, и аллохтонных, и автохтонных, на юго-востоке Тимано-Печорской провинции были одинаковыми: в условиях мелководно-морского шельфа, в довольно холодной воде, в спокойных гидродинамических условиях со слабым направленным течением, обусловленным наличием органогенного массива, продукты разрушения которого в изобилии встречаются в исследуемых породах (вероятно, нижние части склона массива) [Литология..., 1980].

2. В автохтоне в московских отложениях наблюдаются процессы сульфатизации, связанные, по мнению авторов, с надвигообразованием. Данные процессы выражены в наличии ангидрита, который присутствует в породах в виде пятнистых выделений и единичных короткопризматических кристаллов. Сульфатизация в аллохтоне среди исследуемых образцов пород не выявлена.

3. В аллохтоне и автохтоне нижняя часть слоев, сложенная преимущественно водорослевыми известняками с подчиненным количеством фораминифер и обломков другой фауны, обладает лучшими коллекторскими свойствами. Их коэффициенты пористости и проницаемости в два раза выше, чем в слоях, где обломки ракушек разного генезиса преобладают. В частности, в верхних слоях, как в аллохтоне, так и в автохтоне, коэффициент пористости 2.4–2.6%, проницаемости – менее 0.01 мД; в нижних – 4.8–5.6% и 0.014–0.018 мД, соответственно. Данные показатели являются неплохими для перемещения углеводородных флюидов газового ряда [Эрих, 1966].

4. В аллохтоне породы московского яруса более трещиноватые, чем в автохтоне; данный факт авторами связывается с надвигообразовательными процессами.

5. Присутствие примазок и выпотов золотисто-желтого битума в межзерновых каналах в верхней части изучаемых слоев аллохтона и автохтона, и более темного битума – в нижних, свидетельствует о вертикальной миграции конденсатных газов по межзерновым каналам. В составе таких газов наиболее тяжелые углеводородные цепочки «застряли» в щелевидных пустотах каналов. Этот феномен наблюдается в виде выпотов и примазок непосредственно вокруг проводящих каналов.

Авторы работы выражают искреннюю благодарность коллегам Л.П. Гмид, Т.Д. Шибиной, Л.П. Черкес и Е.А. Котельниковой за консультации в области микролитологии и микротектоники.

### Литература

- Волькенштейн М.В.* Строение и физические свойства молекул. М.-Л.:Изд-во АН СССР, 1955. 638 с.
- Гмид Л.П., Леви С.Ш.* Атлас карбонатных пород-коллекторов. Л.: ВНИГРИ, 1972. 176 с.  
Литология и условия образования палеозойских осадочных толщ Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. 112 с.
- Лодочников В.Н.* Главнейшие породообразующие минералы. Л.: Госгеолыздат, 1947. 244 с.  
Методическое руководство по литолого-петрографическому и петрохимическому изучению осадочных пород-коллекторов. СПб.: ВНИГРИ, 2009. 160 с.
- Хворова И.В.* Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 170 с.
- Эрих В.Н.* Химия нефти и газа. Л.: Изд-во «Химия», 1966. 282 с.

## ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБУСЛОВЛЕННОСТЬ СВЯЗИ БАКТЕРИАЛЬНОГО И ФЛЮИДНОГО ТИПОВ ЛИТОГЕНЕЗА (НА ПРИМЕРЕ КОНКРЕЦИЙ В РАЗРЕЗАХ ПАЛЕОЗОЯ ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО РЕГИОНА)

**Антошкина А.И.**

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

Установлено, что в стадийности осадочного процесса может не быть четкого разграничения. Так как седиментационные и диагенетические процессы в литификации осадка с участием бактерий имеют большое значение, то в истории объектов бактериального типа литогенеза этап седиментогенеза и стадия раннего диагенеза чаще всего объединены.

В 1980-х гг. были обнаружены уникальные сообщества около придонных выходов метановых и сероводородных газовыделений и флюидов, получившие название фауны холодных высачиваний, или сиповой. Был открыт метанотрофный синтез органического вещества за счет использования углерода метана. Благодаря высокой концентрации сероводорода вокруг этих гидротерм, бурно развиваются бактерии, служащие пищей для более высокоорганизованных организмов [Леин и др., 2002]. В местах разгрузки газо-флюидных высачиваний, содержащих растворенный сероводород и метан, постройки обрастают микробиальными матами. Кроме того обнаружено, что такие обрастания характерны для любых экотопов и на суше, и в океане.

В последние годы при изучении современных морских и океанических осадков флюидный тип литогенеза получил широкое признание, результаты его деятельности прекрасно распознаются в осадочных толщах разного возраста. Многочисленные исследования современных проявлений флюидной активности показали их локализацию в современных геодинамических поясах разного типа: рифтогенных, активизированных пассивных окраин и коллизионных, что объясняется ее связью с неотектонической активностью. Современные источники гидротерм, выделяющие растворы, обогащенные метаном и сероводородом и являющиеся средой обитания для организмов, связанных с процессами хемосинтеза, приурочены в основном к континентальным окраинам и к зонам океанического спрединга [Campbell, 2006].

В разрезах палеозоя западного склона севера Урала выявлено несколько временных уровней распространения геологических тел, в происхождении которых выявлено участие бактериальных сообществ и установлены следы воздействия газо-флюидных высачиваний. К ним относятся конкреционные образования – среднеордовикские шамозитовые ооидные



стяжения, нижнекаменноугольные сидеритовые и среднекаменноугольно-нижнепермские фосфоритовые конкреции (А.А. Чумаков, М.В. Багдасарова, Я.Э. Юдович, В.А. Салдин и др.).

Использование современных микро- и спектроскопических методов исследований позволяет пересмотреть традиционные представления об этих конкреционных телах как абиогенных образованиях и доказать в их генезисе участие бактериальных сообществ и придонных газово-флюидных высачиваний. О роли бактерий в формировании шамозитовых, сидеритовых и фосфатных стяжений говорит присутствие бактериоморфных и своеобразных некристалломорфных структур в них. Наряду с широким распространением бактериоморфных структур, электронно-микроскопические исследования сидеритов выявили присутствие специфической ассоциации сульфидов, сульфоселенидов и теллуридов, не характерных для нормально-осадочных пород. Этот факт позволил предположить, что на формирование сидеритовых конкреций оказали влияние придонные газо-флюидные (сероводородные и метановые) высачивания, которые в бассейне с нормально-морской фауной на стадии самого раннего диагенеза/сингенеза приводили к локальному сероводородному заражению, колебанию солености и интенсивному развитию элементоспецифических бактерий [Антошкина и др., 2015].

В данном сообщении делается попытка показать возможность существования взаимосвязи эпизодов развития этих конкрециевых образований с палеогеодинамической эволюцией северо-восточной континентальной окраины Европейской платформы. По мнению Г.А. Беленицкой [2011], обнаруживается избирательная связь разных типов биохемогенных руд, в том числе и синседиментационных, с флюидогенными комплексами. Например, в современных приповерхностных осадках озера Байкал установлена генетическая связь между углеродом метана и сидеритовыми конкрециями, которую объясняют совместной генерацией метана и углекислого газа в ходе бактериальной деструкции ОВ [Крылов и др., 2008]. Это озеро в настоящее время представляет собой расширяющуюся Байкальскую рифтовую зону [Логачев, 2003].

Палеозойская история формирования сложно построенной Уральской складчатой системы изучалась давно и многими исследователями, и в течение этого времени существовали разные точки зрения на ее формирование. Западный склон Урала в структуре этой системы составлял в раннем палеозое зону сочленения Палеоуральского океана и континента Балтии, а в среднем и позднем – континента Евразии. Согласно последним представлениям, формирование Урала включало следующие палеогеодинамические стадии в его развитии: рифтогенный, спрединговый и коллизионный. По данным В.Н. Пучкова [2010], перерастание позднекембрийско-раннеордовикского рифтогенеза в океанский спрединг произошло не позднее среднего ордовика. В позднем силуре-раннем девоне, в связи с образованием островодужной системы, развивается стадия погружения, переросшая в позднедевонскую-ранне- и среднекаменноугольные эпохи в активную субдукционную стадию. Пассивная континентальная окраина Палеоуральского океана существовала до вize раннекаменноугольной эпохи, переходя затем в коллизионную стадию развития.

Таким образом, если проецировать временные эпизоды формирования конкреций с участием бактериальных сообществ на палеогеодинамические стадии развития Уральского подвижного пояса, можно сделать следующие предположения об их взаимной связи. Формирование шамозитовых руд приходится на начало стадии спрединга, сидеритовых руд – на активную стадию субдукции, а фосфоритовые – на начало коллизионной стадии. Выявленное признаков участия бактериальных сообществ и газо-флюидных высачиваний в составе сидеритовых конкреций отражает переход стадии субдукции в коллизионную стадию, сопровождавшуюся шарьированием офиолитовых аллохтонов на край Восточно-Европейской платформы [Пучков, 2010]. В это время в плитной структуре Тимано-Североуральского региона формируются инверсионные валы, также отражающие проявление коллизионных процессов. Палеогеодинамические стадии сопряжены с активизацией холодных гидротермальных и газо-флюидных высачиваний, как это отчетливо проявляется на современных

конкрециях, формирующихся в районах сопряжения литосферных блоков (озеро Байкал, Черное море и т.д).

*Исследования проведены при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН (проект № 15-18-5-47).*

### Литература

*Антошкина А.И., Салдин В.А., Никулова Н.Ю. и др.* Реконструкция осадконакопления в палеозое Тимано-Североуральского региона: направления исследований, результаты, проблемы и задачи // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2015. Вып. 1(21). С. 55–72.

*Беленицкая Г.А.* Флюидное направление литологии: состояние, объекты, задачи // Ученые записки Казанского университета. Естественные науки. 2011. Т. 153. Кн. 4. С. 97–113.

*Лейн А.Ю., Иванов И.В., Пименов Н.Б.* Генезис метана холодных метановых сипов Днепровского каньона в Черном море // ДАН. 2002. Т. 387. № 2. С. 242–244.

*Логачев Н.А.* История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 5. С. 391–406.

*Крылов А.А., Хлыстов О.М., Земская Т.И. и др.* Формирование аутигенных карбонатов в грязевых вулканах озера Байкал // Геохимия. 2008. Т. 10. С. 1051–1062.

*Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: **Дизайн ПолиграфСервис, 2010. 280 с.**

*Campbell K.A.* Hydrocarbon seep and hydrothermal vent palaeoenvironments and paleontology: past developments and future research directions // Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology. 2006. V. 232. P. 362–407.

## ВОЗРОЖДЕНИЕ ХЕМОГЕННО-ОСАДОЧНОЙ ГИПОТЕЗЫ ОБРАЗОВАНИЯ БОКСИТОВ СУБРА

**Анфимов А.Л., Сорока Е.И.**

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, anfimov@igg.uran.ru*

Североуральский бокситовый рудник (СУБР) расположен на восточном склоне Северного Урала северо-восточнее г. Североуральск. В составе рудника выделяют ряд месторождений: Красная Шапочка, Кальинское, Новокальинское, Черемуховское, отличающиеся глубиной залегания, мощностями рудных залежей и рядом других характеристик. Добыча руды ведется шахтным способом.

В Новокальинской шахте на горизонте 800 м скважиной 64, пробуренной снизу вверх, в кровлю залежи боксита, был вскрыт разрез карбонатных пород мощностью 4.2 м (бурение велось практически перпендикулярно к слоистости). В разрезе был выделен ряд интервалов, изучение которых позволило дать определенную интерпретацию условий осадконакопления в начале эмского времени раннего девона непосредственно сразу же после окончания процессов бокситообразования. Общеизвестно, что залежи красных бокситов СУБРа и вышележащие карбонатные породы связаны постепенным переходом.

Скорее всего, темно-серые и черные мергели и известняки вышележащих карбонатов сформировались в застойных условиях мелководной лагуны вблизи береговой линии с нарушенной соленостью, слабо сообщаемой с открытым морским бассейном, т.е. это литогентип ЛМП-М1 – лагунная малоподвижная водная среда [Анфимов, Огородников, 1979]. Это подтверждается однообразием и немногочисленностью органических остатков, присутствием зеленых, харовых водорослей и цианобактерий, обрывков гелефицированной древесины, редких раковин планктонных фораминифер, высоким содержанием органического вещества и глинистой примеси, наличием слабо выраженной слоистости. Низкая гидродинамика среды и скорость накопления осадков подчеркиваются иловыми уровнями в

раковинах гастропод, интенсивной пиритизацией органических остатков, в результате чего ряд раковин замещаются пиритом.

О дальнейшем усилении динамики вод бассейна свидетельствует появление отчетливо выраженной косо- и пологоволнистой слоистости, результате установления более тесной связи с морским бассейном, появляются членики криноидей, фрагменты рецептакулитов. Вместо вакстоунов-пакстоунов предыдущего слоя здесь преобладают пакстоуны с ориентированным расположением остатков микрофауны. По совокупности признаков эта обстановка ближе всего к ЛМП-П1 (лагунная подвижная водная среда). В верхней части разреза скважины 64 наблюдается обогащение карбонатных пород глинистой составляющей, что свидетельствует о снижении гидродинамики среды. Одновременно происходит смена остракодово-рецептакулитовых пакстоунов вышележащими криноидно-ветвисто-табулятовыми и криноидно-брахиоподово-остракодовыми пакстоунами с ценостеумами амфипор, типичных для условий зарифовых лагун [Уилсон, 1980]. Количество фрагментов рецептакулитов здесь сокращается, зато появляются вновь тонкие трубочки дазикладовых зеленых водорослей, раковины паратураммин и тентакулитов. В раковинах тентакулитов вновь наблюдаются иловые уровни, что подтверждает снижение скорости осадконакопления и наличие спокойной водной среды, данные признаки ближе всего к литогентипу ЛМП-М1 (лагунная малоподвижная водная среда).

Нужно отметить, что глинистые сланцы с морской фауной и флорой, остатков высших растений в кровле залежей бокситов известны не только на Новокальинском, но и на Черемуховском месторождении, и на месторождении Красная шапочка [Анфимов, Сорока, 2015; Шнейдер, Ширшова, 1979]. Фактически эти глинистые сланцы правильнее называть мергелями [Анфимов, 2008]. Выше них залегают глинистые известняки с более разнообразной и многочисленной морской фауной карпинского горизонта эмского яруса нижнего девона. Эти данные подтверждают их формирование в мелководных прибрежно-морских условиях пролива-лагуны, выделенной Б.А. Шнейдером [Шнейдер, Ширшова, 1979].

Что касается условий формирования самих бокситов, то, по нашим данным [Анфимов, Сорока, 2015], в зоне перехода от боксита к мергелям отсутствуют (за исключением Козьереженского месторождения) следы волновой абразии. Сам контакт этих пород постепенный, что свидетельствует в пользу накопления бокситового материала не в континентальных, а мелководных лагунных условиях. Это же подтверждается наличием в составе залежей бокситов остатков морской фауны, в том числе, прослоев с амфипорами, и отсутствием следов ископаемых почв на контакте с мергелями в кровле руды, которая в случае длительного нахождения их в континентальных условиях должна была бы образоваться на переотложенных продуктах площадной коры выветривания. Площадной корой называют толщу красных аргиллитов на Козьереженском месторождении, залегающую на силурийских туфоконгломератах сосьвинской свиты в северной части Кальинского месторождения. В нижней части этой толщи описаны конгломераты мощностью около 0.5 м, сложенные плоскими гальками базальтовых порфиритов [Огородников, 1981]. Но они, скорее всего, фиксируют положение береговой линии древнего моря, где и был переотложен вулканогенно-обломочный материал.

Исследования минералогического состава тонкодисперсной фракции нерастворимых остатков бокситовмещающих карбонатных пород СУБРа показали, что в преобладают полевые шпаты, хлориты, гидрослюды, монтмориллонит, бейделлит, каолинит, диккит, донбассит, галлуазит [Шнейдер, Ширшова, 1979; Бокситоносные..., 1987]. Отмечается доминирование минералов группы монтмориллонита, что является следствием вялости процессов выветривания на суше, этим же объясняется и редкая встречаемость минералов свободного глинозема. По последним данным [Анфимов, Сорока, 2015], в перекрывающих бокситы темно-серых известняках и мергелях карпинского горизонта Новокальинского м-я присутствует бемит, содержания которого в семи пробах составили 2.5–5%, а в двух пробах (07-1 и 07-8) – до 10–20%.

Бемит – один из типичных для СУБРа минералов свободного глинозема. Приблизительная формула бемита  $AlO(OH)$  [Дир и др., 1966]. В бокситах СУБРа он представляет собой тонкоагрегатное вещество, и, по мнению некоторых исследователей [Бенеславский, 1957], является начальным продуктом раскристаллизации смеси алюмо-кремнетитановых гелей с приблизительной формулой  $Al_2O_3 \times 1.2-1.4 H_2O$ . Бемит имеет более низкие, чем диаспор, и более высокие, чем гиббсит, показатели преломления, а также ниже, чем у диаспора, двупреломление [Дир и др., 1966]. На микрофотографиях прозрачных шлифов образцов 07-1 и 07-8 из надрудной толщи известняков видны участки, которые, судя по положительному рельефу и интерференционной окраске, сложены скрытокристаллическим бемитом. По данным [Бенеславский, 1958], он всегда встречается совместно с аморфным веществом (алюмогелем) с такой же приблизительно оптической характеристикой, как и у самого бемита.

На электронномикроскопических снимках поверхности образца красного боксита, выполненных на сканирующем электронном микроскопе JSM-6390LV (JEOL) в ИГГ УрО РАН (оператор Главатских С.П.) при увеличении  $\times 110$  хорошо заметна неоднородность боксита, который состоит из основной серой массы, мелких бобовин и черного углеродистого вещества. При увеличении  $\times 4000$  видна хлопьевидная поверхность образца, где местами просматриваются табличатые кристаллы размером менее 1 мкм. С помощью ЭДС-спектрометра Inca Energy 450 был определен их элементный состав, в котором преобладает алюминий. Кроме него, в боксите в незначительных количествах содержится железо, титан, углерод. При дальнейшем увеличении до  $\times 5000$  хорошо видно, что тонкодисперсное углеродисто-глинистое вещество находится между зернами кальцита основной массы, размер зерен примерно 5 мкм. Таким образом, выполненные электронномикроскопические исследования показывают, что скопления скрытокристаллического бемита в известняках надрудной толщи находятся в основной массе в промежутках между обломками известняков или органического детрита. Они не выполняют трещины и не замещают карбонатное вещество, как это имеет место в подстилающих бокситовые залежи известняках, где широко развита так называемая «бокситовая брекчия», образовавшаяся за счет вторичных процессов растворения и переотложения боксита. Судя по наличию в трещинах бокситов СУБРа органических веществ – конденсированной ароматики, не исключено гидротермальное воздействие на бокситы с температурами 350–400 °С на стадии литогенеза. Вероятно, в это время и сформировалась подрудная брекчия. В вышележащих мергелях (известняково-глинистых сланцах) также обнаружены конденсированные ароматические органические вещества с изолированными бензолными ядрами, которые были внесены при гидротермальных процессах. Эти процессы проявились, видимо, уже после накопления бокситов и вышележащих карбонатных пород. Кроме того, в шлифах известняков Новокальинского месторождения обнаружены обломки базальтов, а Черемуховского месторождения – обломки кварца. Дополнительные исследования вещественного состава пород показали присутствие кальцита, доломита, бемита, каолинита, слюды, хлорита, пирита, кварца, полевых шпатов, органического вещества. Общее содержание нерастворимого остатка составило 24–53%, в том числе 2–8% аутигенного пирита.

Таким образом, бемит попал в карбонатные породы в период седиментогенеза в морской обстановке, скорее всего, в виде тонкодисперсных коллоидных частиц с размерами от 0.1 до 1–2 мкм, которые являются одной из главных форм миграции алюминия в растворах [Матвеева и др., 1988], и осаждающихся в виде алюмогеля. В результате он оказался «запечатанным» в основной массе известняков или мергелей вместе с другими аллотигенными минералами и углеродистым веществом. В данном случае карбонатные породы могли играть роль как осадителя-коагулянта, так и механических ловушек. Роль осадителей-коагулянтов также могут играть и сульфат-ионы, и другие многозарядные анионы типа фосфатов. Это объясняет, почему количество скрытокристаллического бемита в надрудной толще увеличивается в прослоях с высокими содержаниями органического вещества и глинистых примесей. В этих же прослоях, очевидно, увеличивается и количество соединений серы и

фосфора, которые, вместе с органическим веществом сапропелевого типа присутствуют в надрудных толщах известняков СУБРа.

Можно сделать вывод, что образование рудовмещающих известняков СУБРа шло в условиях мелководной морской лагуны, связь которой периодически ослабевало, что способствовало образованию своеобразной ловушки как для обломков терригенных пород (в частности, базальтов), так и коллоидных частиц алюминия. Вероятно, в момент бокситообразования преобладало поступление коллоидных форм, а ослабление этого процесса происходило постепенно, поэтому алюмогели присутствуют и в самих бокситах, и в надрудных известняках. Сделанные выводы подводят своеобразный итог дискуссии о происхождении бокситов СУБРа [Бокситоносные..., 1987] и свидетельствуют в пользу хемогенно-осадочной гипотезы образования бокситов СУБРа, выдвинутой А.Д. Архангельским в 1937 г.

### Литература

*Анфимов А.Л.* Морские бокситы СУБРа // Актуальные вопросы литологии: Материалы 8 Уральского литолог. совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 21–23.

*Анфимов А.Л.* Литолого-фациальные особенности мергелей и известняков кровли залежей бокситов Североуральского района // Ежегодник-2009. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 62–66.

*Анфимов А.Л.* Вещественный состав и некоторые фациальные особенности глинисто-карбонатных пород в кровле бокситов СУБРа // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли: Материалы 5-го Всерос. литолог. совещ. Т. 1. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 27–29.

*Анфимов Л.В., Огородников О.Н.* Литогенетические типы пород среднего девона Черемуховского месторождения бокситов на Северном Урале // Геосинклинальные бокситоносные отложения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. С. 18–28.

*Анфимов А.Л., Сорока Е.И.* Литолого-фациальные особенности бемитсодержащих известняков надрудной толщи Североуральского бокситового рудника // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 3. С. 3–8.

*Бенеславский С.И.* Минералогия осадочных бокситов // Бокситы и их минералогия и генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 7–52.

Бокситоносные комплексы Урала. Л.: Недра, 1987. 229 с.

*Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. Т. 5. М.: Мир, 1966. 405 с.

*Огородников О.Н.* К вопросу о девонских корах выветривания в районе Североуральского бокситового бассейна // Бокситы и бокситоносные отложения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 70–74.

*Матвеева Л.А., Неклюдова Е.А., Рождественская З.С.* Высокодисперсные и коллоидные соединения  $Al(OH)_3$  и значение их в миграции алюминия // Бокситы и другие руды алюминиевой промышленности. М.: Наука, 1988. С. 130–143.

*Уилсон Дж.Л.* Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 465 с.

*Шнейдер Б.А., Шишова Д.И.* Литологические особенности девонской бокситовмещающей толщи Черемуховского месторождения и их палеорекоgnитивное значение // Геосинклинальные бокситоносные отложения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. С. 3–17.

## ИДЕАЛЬНЫЙ ЦИКЛИТ КОМПЕНСИРОВАННОГО ПРОГИБА И ПРИРОДА ЦИКЛИЧНОСТИ КРАСНОЦВЕТНОЙ ПЕРМО-ТРИАСОВОЙ ФОРМАЦИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

**Арефьев М.П.**

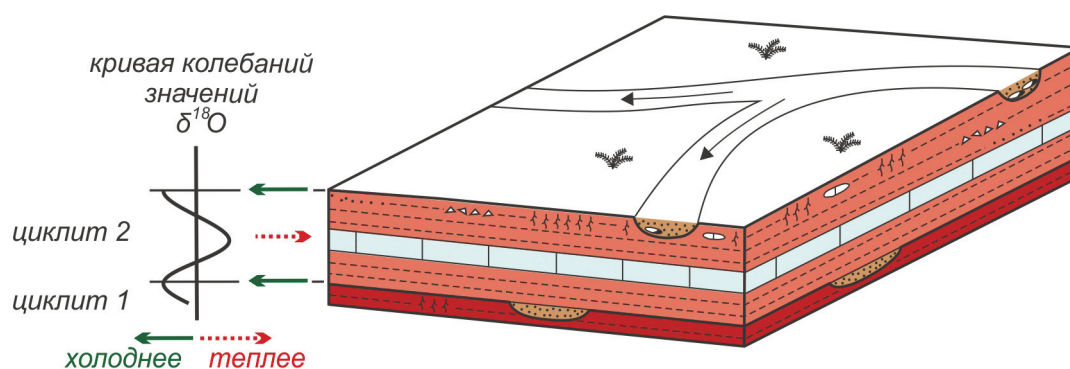
*Геологический институт РАН, Музей естественной истории  
Свято-Алексиевской Пустыни, mihail-3000@inbox.ru*

Постказанские континентальные пермо-триасовые отложения Восточно-Европейской платформы (ВЕП) характеризуются отчетливой цикличностью, которая на разных интервалах разреза задается ритмичным чередованием различных пород. Пермские отложения Московской синеклизы и Волго-Уральского региона представлены чередующимися карбонатными и терригенными пачками. Карбонатные пачки сложены светло-серыми известняками, мергелями, доломитами и карбонатными глинами, терригенные отложения красноцветными алевро-глинистыми и песчаными породами. Триасовые отложения Московской синеклизы и прилегающих районов представлены в основном терригенными отложениями. Их цикличность задается ритмичным чередованием алевро-глинистых и песчаных пачек. Цикличность пермских и триасовых отложений из-за различных пород описывалась раньше по разным признакам: в пермской системе по смене терригенных и карбонатных пачек, в триасовой по смене алевро-глинистых и песчаных отложений [Верхнепермские..., 1984]. Между тем, данные породы ВЕП накопились в сходных континентальных обстановках в компенсированных прогибах, их цикличность должна объясняться общими причинами. Соответственно, циклиты пермотриасовой красноцветной формации должны выделяться на основании общих признаков.

Проведенные исследования позволили выработать единый принцип выделения цикличности для постказанских пермо-триасовых отложений региона. Вместе с породами бассейнового генезиса в описанных континентальных отложениях присутствуют многочисленные поверхности размыва, палеопочвы, следы субаэральной трансформации отложений. Границы циклитов в данных условиях предпочтительнее выделять по поверхностям эрозии.

Наиболее отчетливые эрозионные поверхности фиксируются в основании крупных песчаных аллювиальных пачек, заполняющих древние речные русла. Менее отчетливо эрозионные поверхности диагностируются по кровле палеопочв [Иноземцев, Таргульян, 2010; Блом, 1970; Арефьев, Кузнецова, 2009]. Кроме того, регулярно встречаются алевро-глинистые брекчии, сложенные угловатыми алевро-глинистыми обломками порядка 0.5 см в диаметре, «плавающими» в общем алевро-глинистом матриксе. Подобные породы указывают на субаэральную трансформацию материнской породы в аридном климате без переноса продуктов разрушения. Генетически они близки к отложениям приморских и внутриконтинентальных себкх и плай с преимущественно терригенной седиментацией [Обстановки..., 1990; Howari et al., 2010]. Также указывают на выход отложений на субаэральную поверхность.

На основании перечисленных признаков континентальную пермо-триасовую формацию ВЕП можно расчленить на циклиты I порядка [Арефьев, Силантьев, 2014; Arefiev et al., 2015]. При этом понадобилось установить приоритет различных поверхностей эрозии друг перед другом. В наиболее очевидных случаях граница между циклитами проводилась в основании песчаных аллювиальных пачек. При отсутствии аллювиальных врезов они фиксировались по кровле палеопочв или комплексов палеопочв, если древние почвенные профили неоднократно надстраивали друг друга вверх по разрезу. При отсутствии палеопочв цикличность выделялась по кровле алевро-глинистых брекчий или их комплексов, которые указывали на относительно слабое развитие аэральных обстановок.



Модель идеального циклита I порядка пермских континентальных отложений Восточно-Европейской платформы и ее корреляция с флуктуациями значений  $\delta^{18}\text{O}$  (Арефьев и др., в печати).

Исследования позволили построить идеальный циклит континентальных отложений компенсированного прогиба пермского времени (рисунок). Он характеризуется полным набором отложений, представленных в пермских отложениях ВЕП. Включает отложения аэральной (флювиальной) равнины фазы ее сокращения, бассейновые терригенные отложения трансгрессивной фазы, карбонатные озерные отложения, бассейновые терригенные отложения регрессивной фазы и терригенные отложения аэральной (флювиальной) равнины фазы ее максимального развития. Предложенные границы между циклитами отвечают стадии максимального развития аэральской равнины. По формальным признакам идеальный циклит может считаться трансгрессивно-регрессивным. Аналогичные триасовые циклиты отличаются отсутствием карбонатных пачек, что может указывать как минимум на отсутствие в триасовое время озер с карбонатной седиментацией.

Предложенная модель цикличности хорошо согласуется с изотопными данными. Около границ пермских циклитов, выделенных по седиментологическим признакам, в осадочных и педогенных карбонатах регулярно фиксируется обеднение изотопного состава кислорода изотопом  $^{18}\text{O}$ . В средней части циклитов в осадочных и педогенных карбонатах наблюдается обогащение более тяжелым изотопом  $^{18}\text{O}$ .

В триасовых отложениях наиболее легкий изотопный состав кислорода также отмечается вблизи границ циклитов на уровне накопления аллювиальных песчаных отложений. Карбонаты с наиболее тяжелым изотопным составом кислорода встречаются в верхней части алевро-глинистых пачек, но, видимо, они отвечают среднему уровню полных циклитов, т.к. их верхние части размывались при активизации флювиальных процессов во время заложения новых эрозионных врезов. Таким образом, детальная кривая флуктуаций значений  $\delta^{18}\text{O}$  подчиняется седиментологической цикличности (см. рисунок) как в пермских, так и в триасовых отложениях.

Изотопные данные подтверждают, что цикличность, выделенная по седиментологическим признакам, объективно отражает природу цикличности красноцветной формации. Минимальные значения  $\delta^{18}\text{O}$  на границах циклитов показывают, что распространение флювиальной равнины и аэральских обстановок происходило при температурных минимумах, т.к. снижение значений  $\delta^{18}\text{O}$  в континентальных карбонатах указывает на похолодание [Leng, Marshall, 2004; Ферронский, Поляков, 2009]. Эпизоды похолоданий, совпадающие с границами циклитов, закономерно коррелируют с гумидизацией, активизацией речной системы и с повышенной скоростью терригенной седиментации, что, видимо, вызывало подавление карбонатной садки в озерах и в конечном итоге приводило к широкому распространению аэральских обстановок.

Распространение озер с карбонатной седиментацией и формирование почв с высокими значениями  $\delta^{18}\text{O}$  в педогенных карбонатах происходило во время температурных оптимумов. Повышение значений  $\delta^{18}\text{O}$  до значений более 30‰ SMOW в континентальных

обстановках указывает на интенсивные процессы эвапоритизации [Leng, Marshall, 2004; Ферронский, Поляков, 2009], происходившие при потеплениях. Таким образом, цикличность пермских и триасовых отложений ВЕП может отражать температурные колебания.

Нужно отметить, что снижение значений  $\delta^{18}\text{O}$  вблизи границ циклитов могло вызываться притоком речных вод уральской флювиальной системы, обедненных тяжелым изотопом  $^{18}\text{O}$ . По некоторым данным на рубеже перми и триаса молодой Урал представлял собой высокогорную систему альпийского типа, покрытую ледниками [Твердохлебов, 1966; Пучков, 2000]. Осадки, выпадавшие в высокогорной зоне, могли характеризоваться низкими значениями  $\delta^{18}\text{O}$ . Поэтому возможно, что активизация уральской речной системы и широкое распространение аэральных обстановок с карбонатами с низкими значениями  $\delta^{18}\text{O}$  были вызваны подъемом Уральского орогена. Цикличность континентальных отложений ВЕП в этом случае могла отражать орогенетическую активность Уральской тектонической зоны. Такой сценарий вполне возможен для триасовой части разреза. Но следует отметить, что имеющиеся факты свидетельствуют в пользу орогенеза Урала на границе перми и триаса скорее косвенно и достоверных сведений на это счет собрано недостаточно (подробнее см. в материалах 2-й Всероссийской школы студентов, аспирантов и молодых ученых по литологии, Екатеринбург, 2016 г.).

*Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ № 16-05-00706.*

### Литература

*Арефьев М.П., Кузнецова А.М.* Хронокатена палеопочв рыбинского горизонта нижнего триаса Московской синеклизы // Эволюция почвенного покрова. Тр. V Межд. конф. «Эволюция почвенного покрова: история идей и методы, голоценовая эволюция, прогнозы». Пущино: 2009. С. 9–11.

*Арефьев М.П., Силантьев В.В.* Седиментологические и геохимические критерии выделения цикличности в эталонном разрезе уржумского и северодвинского яруса «Монастырский овраг» (Казанское Поволжье) // Виртуальные и реальные литологические модели. Материалы 10 Уральского литологического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. С. 18–20.

*Арефьев М.П., Муравьев Ф.А., Силантьев В.В., Покровский Б.Г.* Седиментологическая и изотопно-геохимическая ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) характеристика континентальных разрезов уржумского–вятского ярусов Казанского Поволжья (Восточно-Европейская платформа): ключевые палеогеографические изменения гваделупской эпохи и их стратиграфическая экспликация // Стратиграфия и геологическая корреляция. В печати.

*Блом Г.И.* Погребенные палыгорскитовые почвы в нижнетриасовых отложениях Московской синеклизы // Докл. АН СССР. 1970. Т. 194. № 2. С. 395–398.

Верхнепермские и нижнетриасовые отложения Московской синеклизы. М.: Недра, 1984. 138 с.

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

Обстановки осадконакопления и фации. Т. 1. М.: Мир, 1990. 351 с.

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

*Твердохлебов В.П.* Общие черты палеогеографии индского и оленекского веков территории Оренбургского и Башкирского Приуралья // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Вып. 3. Саратов: Изд-во СГУ, 1966. С. 25–36.

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

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

*Howari F.M., Banat K.M., Abu-Salha Y.A.* Depositional and diagenetic processes of Qa Khanna playa, North Jordan basaltic plateau, Jordan // J. Asian Earth Sci. 2010. V. 39. P. 275–284.

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



## МИНЕРАГЕНИЯ БЕЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ ОПУСКАНИЯ НЕКОМПЕНСИРОВАННОГО ТИПА И ВОПРОСЫ КОМПЛЕКСНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГОРНО-ХИМИЧЕСКОГО СЫРЬЯ

Аухатов Я.Г.

ЗАО «Институт аэрокосмического приборостроения», [uaп-89178823520@yandex.ru](mailto:uaп-89178823520@yandex.ru)

Согласно А.Д. Щеглову [1987, с. 170] одной из общих закономерностей размещения полезных ископаемых, которая приобретает роль геологического закона, может быть сформирована следующим образом: «... определенные типы месторождений полезных ископаемых проявляются в определенных типах тектонических структур ... как для региональных, так и для локальных структур». Поэтому исследования по изучению минерагении областей опускания некомпенсированного типа (ООНТ) представляют интерес, как в теоретическом, так и практическом плане [Аухатов, 1989]. Области опускания, к которым приурочены некомпенсированные осадконакопления, в геологической литературе известны как «иловая» или «доманиковая» впадина, некомпенсированный прогиб и аккумуляционно-топографическая впадина.

Бельская ООНТ Предуральского прогиба в современном тектоническом плане представляет собой линейно вытянутую глубокую синклиналию структуру, расположенную между восточным краем платформы на западе и Уральской герцинской складчатой областью на востоке. К Бельской ООНТ приурочены Ишимбаевский нефтеносный и Кумертауский газоносные районы, Селеукские и Ашинские фосфориты, а также Улутулякское марганцевое месторождение. Совместное нахождение, происхождение металлических руд и неметаллического сырья изучает минерагения [Валеев, 1981]. В этом плане изучение минерагении Бельской ООНТ вызывает определенный интерес.

В верхнекаменноугольное время произошло заложение Бельской ООНТ с формированием внутренней бортовой, внешней бортовой и осевых зон. Во внутреннем борту, сопряженным с орогеном Урала, характерно накопление терригенных обломочных пород, объединяющихся в формацию верхних моласс. Осевая зона прогиба в верхнекаменноугольно-нижнепермское время представляла область некомпенсированных опусканий с накоплением характерных для данных обстановок морской кремнисто-карбонатной битуминозной формации доманикового облика. Для западного борта характерна зона развития морской рифогенной формации. Формация некомпенсированного этапа Бельской ООНТ вверх по разрезу сменяется этапом компенсационного осадконакопления представленная мощной (до 2000 м) соленосной формацией кунгура. В строении Бельской ООНТ участвуют формации трансгрессивно-регрессивного цикла (доманиковая, рифовая, карбонатно-сульфатная, галогенная).

Минерагеническая специализация структурно-формационных зон ООНТ зависит, во-первых, от парагенезиса формаций (молассовая-доманиковая-рифовая-сульфатно-карбонатная), во-вторых, от поступления химических элементов в бассейн седиментации, в результате подземного и подводного разрушения магматических и осадочных пород, а также растворов гидротермальной эксгальции дифференциация которых происходит под влиянием их сродства к сере (Mo, V, Pb, Zn, Cu и др.) или к кислороду (P, Mn и др.). Сероводородное заражение доманикового седиментационного бассейна и придонного слоя создают резерв в водном бассейне одних элементов (P, Mn и др.) и удалению других (V, Mo, U и др.) в виде металлоорганических соединений и сульфидов, которое установлено в Черном море. Учитывая длительное сероводородное заражение доманикового бассейна Бельской ООНТ, ее следует рассматривать в качестве подготовительного бассейна большой емкости, разрядка марганценосного потенциала которого мог произойти в геохимических барьерах. По данным А.А. Макушина, марганцевое оруденение Улутулякского месторождения приурочено к филиповскому горизонту кунгурского яруса ( $P_{1kgfl}$ ), который на площади

месторождения с несогласием залегает на подстилающих карбонатах артинского возраста [Кулешов, 2013].

Фосфориты приурочены к зоне перехода доманиковой формации к молассовой (Селеукское месторождение). Селеукское месторождение, расположенной на правом берегу р. Селеук в 30 км к юго-востоку от г. Ишимбай возле д. Уразбаево. Фосфоритная серия приурочена к верхней части швагериновой толщи ассельского яруса и представлена доломитизированными афанитовыми известняками с прослоями органогенного известняка, фосфоритами и линзами кремней. Весь разрез рудовмещающих отложений ассельского и сакмарского возраста сокращен до 40 м против более чем километровой мощности синхронных рифогенных известняков в Ишимбайской впадине, расположенной в 25 км севернее месторождения. Этот тип разреза получил название некомпенсированного осадконакоплением или «конденсированного». Очень перспективны возможности переработки низкокачественных фосфоритов Селеукского месторождения с отходами нефтехимического синтеза г. Салавата [Хузиахметов и др., 2015], т.к. комплексное использование минеральных ресурсов в настоящее время рассматривается как один из приоритетных задач рационального природопользования. На западном борту пластовые темные фосфориты приурочены к шиханам артинского возраста. Промышленное значение их небольшое вследствие своеобразного залегания на склоне шиханов, приводящего к весьма ограниченному их распространению. На горе Шиханчике к основанию кунгурских осадков приурочен тонкий (0.01–0.03 м) прослой темно-коричневого известняка, содержащего до 25%  $P_2O_5$ .

Стерлитамакские рифовые массивы известные как шиханы используются как карбонатное сырье для производства соды и цемента. Вместе с тем, сегодня в связи с истощением минеральных ресурсов горы «Шах-Тау» остро стоит вопрос обеспечения сырьевой базой ОАО «Башкирская содовая компания». Вопрос о сырьевой базе для комбината ставился руководством уже давно, поскольку, по их мнению, запасы Шахтау были ограничены и на сегодня практически исчерпаны. Предварительная геологоразведка показала, что известняки шихана Куштау (который не является памятником природы) непригодны для содового производства. Наиболее подходящими они оказались у Тратау и менее – Юрактау. Поскольку Тратау и Юрактау являются памятниками природы, возникла острая необходимость рассмотрения других вариантов. Используя методику видеотепловизионной генерализации Мухамедярова [Мухамедяров, 2010] нами выделяется ряд площадей перспективных для обнаружения карбонатного сырья связанные с погребенными рифами или известняками близповерхностного залегания приподнятые в результате надвиговых движений [Казанцев, 1974].

Вертикальный ряд формаций ООНТ нефтегазоносный этаж: нефтегенерирующая (доманиковая) – нефтегазорезервуарная (карбонатная) – нефтеэкранирующая (галогеенная и др.). Месторождения серы и сероводородсодержащих углеводородов приурочены к рифовым и сульфатно-карбонатным формациям, замещающих по латерали доманиковую формацию. В Бельской ООНТ все рифовые массивы бортовой зоны нефтегазоносны, причем к северу от г. Ишимбая они содержат только нефтяные залежи, а югу нефтяные, газонефтяные и газоконденсатные. Содержание сероводорода в составе нефтяных, нефтегазовых и газовых месторождений небольшое.

### Литература

*Аухатов Я.Г.* Формации некомпенсированных областей опускания и связанные с ними полезные ископаемые // Тез. докладов научной сессии ИГ БНЦ УрО АН СССР к 100-летию со дня рождения Г.Н. Фредерикса. Уфа: ИГ БНЦ УрО АН СССР, 1989. С. 53.

*Валеев Р.Н.* Тектоника и минералогения рифея и фанерозоя Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1981. 215 с.

*Казанцев Ю.В.* Геологическое строение и нефтегазоносность Бельской впадины Предуральского прогиба. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Уфа: БашНИПИнефть, 1974. 22 с.

Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. и др. Главные особенности тектоники и закономерности размещения нефтяных и газовых месторождений Предуральяского прогиба // Пре-принт: «Научные рекомендации – народному хозяйству». Уфа: БФАН СССР, 1977. 51 с.

Кулешов В.Н. Марганцевые породы и руды: геохимия изотопов, генезис, эволюция рудогенеза. М.: Научный мир, 2013. 508 с.

Мухамедяров Р.Д. Метод видеотепловизионной генерализации и полупрозрачность глубинных структур земли // Материалы междунар. науч.-практ. конф. «Инновации и технологии в разведке, добыче и переработке нефти и газа». Казань: Изд-во «Фэн» АН РТ, 2010. С. 312–317.

Хузиахметов Р.Х., Мирошкин Н.П., Губайдуллина А.М. и др. Переработка низкокачественных фосфоритов на фосфорное удобрения с использованием отходов нефтехимического синтеза // Промышленные минералы: проблемы прогноза, поисков, оценки и инновационные технологии освоения месторождений. Казань: Издательский дом «Казанская недвижимость», 2015. С. 444–447.

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

## СЕРОНОСНОСТЬ ОБЛАСТЕЙ ОПУСКАНИЯ НЕКОМПЕНСИРОВАННОГО ТИПА

Аухатов Я.Г.

ЗАО «Институт аэрокосмического приборостроения», [uaп-89178823520@yandex.ru](mailto:uaп-89178823520@yandex.ru)

Месторождения серы и серопроявления приурочены, главным образом, к сульфатно-карбонатным и карбонатным отложениям от кембрийского до четвертичного возраста. Эпохи серообразования совпадают с каледонским, герцинским и, особенно, с альпийским орогенными этапами тектогенеза. В современном тектоническом плане зоны серного ору-денения расположены вдоль границ приподнятых и опущенных структур первого порядка [Соколов, 1969]. Связь сероаккумуляции с глубинными структурами – авлокогенами Восточно-Европейской платформы была показана Р.Н. Валеевым [1978].

В палеотектоническом плане наблюдается приуроченность серных месторождений, сернистых нефтей и сероводородсодержащих углеводородов (УВ) к карбонатным и сульфатно-карбонатным формациям, субформациям областей опускания некомпенсированного типа (ООНТ), таких как Бугурусланская ООНТ, Камско-Кинельская система, Предуральская система прогибов, Прикаспийская ООНТ, Амударьинская ООНТ и т.д. [Аухатов, 1981, 1989]. Области опускания, к которым приурочено некомпенсированное осадконакопление, в геологической литературе известны как «иловая» или «доманиковская» впадина, некомпенсированный прогиб, аккумуляционно-топографическая впадина (М.М. Грачевский), прогибы некомпенсированного типа (С.С. Эллерн) и области опускания некомпенсированного типа (Я.Г. Аухатов).

По мнению автора, сонахождение (парагенезис) доманиковых, рифовых и сульфатно-карбонатных формаций и субформаций в ООНТ привело к формированию первичной серной минерализации в рифовых и сульфатно-карбонатных формациях и субформациях. Формирование первичной серной минерализации происходило по общепринятой схеме: восстановление сульфат-ионов в шельфовой зоне до сероводорода органическими веществами и углеводородами нефтяного ряда депрессионной зоны при участии сульфатредуцирующих бактерий с последующим окислением до элементарной серы. В отличие от сторонников сингенетического происхождения серы, здесь первичное сероаккумуляция связывается не депрессионной частью бассейнов сероводородного заражения типа Черного моря, а с его бортовыми и шельфовыми зонами.

Во время заполнения локальных структур углеводородами происходило формирование сероводородсодержащих месторождений УВ в результате их взаимодействия с

первичной элементарной серой. По вопросам генерации сероводорода в месторождениях УВ существует много гипотез: биохимическая – в результате реакции между сульфатами и органическим веществом при присутствии кислорода; термокаталитическая; абиогенная – восстановление сульфатов пород и вод; взаимодействие элементарной серы с нефтью в карбонатных коллекторах; взаимодействие элементарной серы и сульфидов с водой; радиохимическая; глубинно-миграционная. Согласно Н.Б. Валитову [1974], формирование сероводородсодержащих месторождений УВ происходит в результате взаимодействия мигрировавших УВ с имевшейся в пластах самородной серой, образовавшейся на древних этапах гипергенного преобразования сульфатно-карбонатных комплексов.

В результате активизации тектонических движений в нефтегазоносных бассейнах происходило переформирование и разрушение месторождений УВ с формированием зон накопления битумов и элементарной серы. Элементарная сера всегда считалась поисковым признаком для поиска нефтяных УВ. Месторождения самородной серы и серопроявления обрамляют скопления сероводородсодержащих газов (Бугурусланская ООНТ, Амударьинская ООНТ и т.д.). В Бугурусланской ООНТ сероносными являются шельфовые сульфатно-карбонатные отложения казанского яруса верхней перми, представленные известняками, доломитизированными известняками и гипсами. На востоке отложения этого комплекса становятся газоносными. Содержание сероводорода в газах невысокое, обычно около 1–1.5%. На некоторых месторождениях (Аманакское) в газоносных коллекторах были установлены выделения кристаллов самородной серы [Притула и др., 1957].

Находки самородной серы в коллекторах углеводородов – очень редкое явление, т.к. она расходуется на образование сероводорода из-за реакции с углеводородами нефтяного ряда, а также происходит осернение нефти. Из опубликованных работ находки элементарной серы, представляющие минералогический интерес, известны в известняках кизеловского горизонта, турнейского горизонта, ряда месторождений Среднего Поволжья [Фадеев, 1960], в подсолевых карбонатных отложениях Астраханского свода [Логонова, Навроцкий, 1978], в ангидритизированных доломитах месторождений Окотокс, Пинчер Крик в Западной Канаде и в доломитах месторождений Баренбург, Дусте и Бухгорст в Западной Германии [Нуле, 1967].

Автором, во время бурения башкирских отложений в интервале 2894–2900 м в шламе выбуренной породы, были обнаружены кусочки самородной серы зеленовато-желтого цвета размерами до 5 мм [Аухатов, 2011].

В Амударьинской ООНТ (Средней Азия) первичное серонакопление происходило в бортовой (рифовой) и шельфовой зоне. Поэтому в этих зонах распространены сероводородсодержащие газовые месторождения (Уртабулак, Денгизкуль-Хаузак, Самантепе и др.), а в депрессионной зоне сероводород в составе газовых месторождений отсутствует. О более ранней минерализации серы относительно формирования нефтегазовых месторождений в Амударьинской ООНТ свидетельствует присутствие растворенной серы в составе конденсатов сероводородсодержащих газов, специфичный состав нефтей, обнаруженных на Гаурдакском серном месторождении в известняках верхней юры. По мнению И.С. Старобинца [1966], специфика состава нефтей обусловлена воздействием элементарной серы.

В Ангаро-Ленской ООНТ серопроявления и сероводородсодержащие углеводороды приурочены к бортовым и шельфовым зонам. По отношению к сероводородсодержащим залежам нефти и газа ареал распространения сохранившихся серопроявлений смещен к юго-западу. Элементарная сера присутствует в карбонатных отложениях осинского горизонта [Цахновский, 1970], также известно наличие растворенной серы в нефтях некоторых месторождений (Марковское).

Таким образом, при изучении с ООНТ можно выделить три этапа эволюционной направленности мобилизации серы в осадочных отложениях и нефтяных УВ. На первом этапе происходит формирование первичной древней серы в положительных структурах бортовых и шельфовых зон ООНТ, которые в последующем контролируют месторождения УВ. На втором этапе при заполнении ловушек нефти и газа происходит взаимодействие элемен-

тарной серы с нефтяными УВ и происходит образование сероводорода, а также сернистых нефтей. Третий этап – это разрушение месторождений УВ с сероводородом и формирование месторождений самородной серы и серопроявлений в результате окисления сероводорода до серы, а также метасоматическое восстановление сульфатов до серы при участии нефтяных УВ и сульфатредуцирующих бактерий.

### Литература

- Аухатов Я.Г.* К вопросу о генезисе сероводорода Бухаровского газового месторождения // Геология. Известия ОНЗиЭ АН РБ. 2011. № 16. С. 113–115.
- Аухатов Я.Г.* Особенности накопления органического вещества в условиях некомпенсированного прогибания и полезные ископаемые // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 7. Кн. 2. М.: Наука, 1981. С. 16–20.
- Аухатов Я.Г.* Формации некомпенсированных областей опускания и связанные с ними полезные ископаемые // Тез. докладов научной сессии ИГ БНЦ УрО АН СССР к 100-летию со дня рождения Г.Н. Фредерикса. Уфа: ИГ БНЦ УрО АН СССР, 1989. С. 53.
- Валеев Р.Н.* Авлокогены Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1978. 152 с.
- Валитов Н.Б.* Роль элементарной серы в образовании глубинного сероводорода в карбонатных коллекторах // Докл. АН СССР. 1974. Т. 219. № 4. С. 969–972.
- Логонова В.Е., Навроцкий О.К.* Содержание элементной серы в подсолевых карбонатных отложениях Астраханского свода // Геологическое строение и полезные ископаемые Нижнего Поволжья. М.: Наука, 1978. С. 50–51.
- Припула Ю.А., Абрикосов И.Х., Авров П.Я. и др.* Волго-Уральская нефтеносная область. Нефтеносность. М.: ВНИГРИ, 1957. 175 с.
- Скрипкин Е.И., Исагулянц В.И., Штоф И.К.* О термической стабильности сернистых соединений нефтей Куйбышевской области // Химия и технология топлива. 1956. № 5. С. 1–8.
- Соколов А.С.* Состояние основные проблемы геологических исследований по самородной сере // Геология месторождений самородной серы. М.: Недра, 1969. С. 5–23.
- Старобинец И.С.* Геохимия нефтей и газов Средней Азии. М.: Недра, 1966. 292 с.
- Фадеев М.И.* Роль карста в формировании нефтяных месторождений в карбонатных породах Куйбышевского Поволжья // Докл. АН СССР. 1960. Т. 134. № 3. С. 662–665.
- Цахновский М.А.* Перспективы открытия сероносной провинции в Восточной Сибири // Рефер. сб. ВИЭМС. 1970. № 2. С. 16–21.
- Hune J.V.* Canadian sulphur pools vary widely in content // Oilweek. 1967. V. 18. № 43. P. 30–31.

## МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ ПЕРЕКРЫВАЮЩЕЙ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКОЙ ТОЛЩИ КОКЛАНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КУРГАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

**Белогуб Е.В., Новоселов К.А.**

*Институт минералогии УрО РАН, [belogub@mineralogy.ru](mailto:belogub@mineralogy.ru)*

Коклановское месторождение вольфрама и молибдена (Курганская область, южное Зауралье, Россия) приурочено к верхнепалеозойским лейкогранитам одноименного массива, прорывающим рифейские метаморфические сланцы (Конаныхин и др., 1989ф). Однако, в контур его возможной промышленной отработки, наряду с редкометальным оруденением, попадает часть Синаро-Теченского месторождения оолитовых железных руд, залегающего в нижней части перекрывающей толщи осадков морского происхождения, состоящей, в основном, из слаболитифицированных алевропелитов с прослоями глауконитовых песков.

Учитывая большой объем вскрышных пород – мощность осадочного чехла превышает 100 м, актуальна проблема их комплексного использования.

Нами разрез осадочной толщи был изучен в керне скважин, пройденных при проведении оценочных работ на вольфрам и молибден ООО «Уралмедьсоюз» в 2011–2013 гг.

Коклановское W-Mo месторождение расположено на Улугушском поднятии, приуроченном к сочленению Зауральского мегантиклинория и Восточно-Уральского прогиба [Пумпянский и др., 2003]. Поднятие сложено преимущественно метаморфическими породами, условно отнесенными к алексеевской свите среднего рифея, прорванными гранитными интрузиями герцинского цикла развития региона. Месторождение приурочено к Коклановскому массиву лейкогранитов. Редкометалльные руды связаны с зонами скарнирования и грейзенизации.

Мощность мезокайнозойского чехла составляет от 120–130 м над гранитами и до 140 м над сланцами. Осадочный разрез представлен достаточно монотонной недислоцированной субгоризонтальной толщей серых алевропелитов. В ее нижней его части залегает горизонт мощностью оолитовых железных руд аятского типа, играющий маркирующую роль. Мощность горизонта в пределах Коклановского месторождения варьирует от 1 до 4.7 м, среднее содержание железа 33.82 мас. % (Конаныхин и др., 1989ф).

В основании осадочного разреза наблюдается маломощный горизонт полимиктовых конгломерато-брекчий с песчано-известковистым цементом. Обломочный материал в них представлен породами допалеозойского фундамента – кристаллическими сланцами, лейкократовыми гранитами, обломками серпентинитов, жильным кварцем, обломками раковин моллюсков. По краям обломков иногда наблюдаются оторочки тонкозернистого пирита. Выше прослеживается горизонт кварцевых песков и слабосцементированных песчаников. Мощность горизонта в изученном разрезе достигает 22 м.

Горизонт оолитовых железняков мощностью около 2.5 м представлен слабосцементированным агрегатом, состоящим из близких к сферическим гидроксидно-железистых ооидов размером до 1.5 мм со скрытокристаллическим цементом. Как в ооидах, так и в цементе могут наблюдаться трещины синерезиса. Часто трещины также окаймляют ооиды. Породы также содержат незначительную примесь обломочного материала (песчинки кварца, полевого шпата). Соотношение ооидов и цемента варьирует, в наиболее «конденсированных» оолитах (без примеси обломочного материала) оно составляет примерно 1:1. В минеральном составе ооидов преобладает гетит, цементирующая масса представлена рентгеноаморфным железистым опалом, примеси – смектиты, кварц, сидерит, пирит. Редкие выделения пирита представлены фрамбоидами диаметром до 50 мкм и единичными зернами размером до 100 мкм. Также в составе оолитов присутствуют единичные выделения сфалерита, галенита, халькопирита, монацита, оксидов титана размером до 50 мкм. По данным (Конаныхин и др., 1989ф), в оолитовых рудах встречаются зерна глауконита. В химическом составе руд фиксируются повышенные концентрации ванадия.

Выше оолитовых железняков залегает мощная толща алевропелитов. По минеральному составу (данные количественной оценки рентгеноструктурным методом) она может быть разделена на четыре пачки (снизу вверх): 1) клиноптилолит-опал-глинистые породы, в нижней части горизонта присутствуют карбонаты (преимущественно кальцит, реже доломит), глинистые минералы представлены смектитами, иллитом и глауконитом; 2) кварц-смектитовые породы с гидрослюдами, несколько увеличенным содержанием полевых шпатов и спорадическим присутствием пирита, отличие от предыдущего слоя состоит в более низком содержании опала; 3) существенно кремнистые породы (опоки), состоящие на 70–80% из опала и кристаллического кварца, с постоянным присутствием глинистой составляющей (смектиты и гидрослюды–иллит и глауконит) и незначительным содержанием полевых шпатов, пирита; 4) клиноптилолит-содержащие опал-глинистые породы, около 50 мас. % в которых занимают кристаллический кварц и полевые шпаты, глинистые минералы представлены иллитом, смектитами, глауконитом, практически всегда присутствует пылевидный пирит (до 3%) [Белогуб и др., 2015].

Для всей толщи характерны прослои тонкозернистых глауконитовых слаболитифицированных песков. Глауконит представлен округлыми и угловатыми зернами размером до

0.3–0.5 мм, участками занимающими до 20% объема породы. В минеральном составе глауконитовых зерен, согласно данным рентгеноструктурного анализа, присутствуют следы хлорита и кварца. Цемент глауконитовых песков алевро-пелитовый, состоит из опала и глинистых минералов. Помимо зерен, глауконит также наблюдается в трещинках измененных полевых шпатов детритовой обломочной составляющей песков.

Формирование осадочного бассейна рассматриваемого района связано с меловой трансгрессией. Основание разреза осадочных пород датируется сантон-кампанским временем верхнего мела. Толща глауконит-содержащих алевропелитов имеет палеогеновый возраст (Конаныхин и др., 1989ф).

Оолитовые железняки локализованы в нижней части мощной толщи морских отложений и предваряют в разрезе слой, обогащенный карбонатным материалом, не содержащий гидроксидов железа. Залегающие выше пачки обогащены клиноптилолитом и опалом. Текстурно-структурные особенности оолитовых железняков указывают на их образование из железо-кремниевого геля, коагуляцию и седиментацию которого можно связать с изменением условий осадконакопления, в частности – с замыканием морской лагуны, которое способствовало накоплению гидроксидно-железистой взвеси и уменьшению доли детритового материала в осадке. Последующее развитие бассейна связано с увеличением щелочности и Eh среды, результатом чего стало отложение смектитов, опала, клиноптилолита и пирита. Присутствие опала и клиноптилолита указывает на образование толщи близнетральных – щелочных условиях в результате размыва и разложения преимущественно вулканокластических пород [Коссовская, 1975; Мизенс, 1981; Юдович, Кетрис, 2008]. В качестве свидетельства повышения щелочности также можно рассматривать появление кальцита. Образование глауконита возможно в слабовосстановительной среде при низких скоростях осадконакопления, в качестве прекурсора глауконита, вероятно, выступают обломки вулканического стекла [Петтиджон, 1981].

Выдержанный литологический и минеральный состав осадочного разреза обуславливает хорошие перспективы попутного использования вскрышных пород при эксплуатации Коклановского месторождения. Ассоциация глауконита, опала, смектитовых минералов и клиноптилолита позволяет рассматривать эти породы как природный сорбент. Горизонт оолитовых руд потенциально может быть использован в качестве металлургического сырья.

Авторы благодарны руководству ООО «Уралмедьсоюз» за предоставленный керновый материал.

*Исследования выполнены в рамках госбюджетной темы. Изучение оолитовых руд проведено за счет гранта Президиума УрО РАН 15-11-5-23.*

### Литература

Белогуб Е.В., Новоселов К.А., Паленова Е.Е., Хворов П.В. Минералогия вскрышных пород Коклановского W-Мо месторождения (Южный Урал) // Минералогия. 2015. № 2. С. 77–84.

Коссовская А.Г. Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций // Литология и полез. ископаемые. 1975. № 2. С. 23–44.

Мизенс Г.А. Анальцит в нижнепермских терригенных отложениях западного склона Среднего Урала // Литология и условия образования докембрийских и палеозойских отложений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 71–78.

Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.

Пумпянский А.М., Горбачев Ю.Н., Тараканов Ф.Ф. Геологическое строение и металлогения Улугушского блокового поднятия Зауральского мегасинклинория // Уральский геологический журнал. 2003. № 3. С. 45–72.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Минеральные индикаторы литогенеза. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 564 с.

## ЛИТОЛОГИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ ДАГЕСТАНА

**Беляев Е.В., Антонов В.А.**

*ФГУП «ЦНИИГеолнеруд», [bel@geolnerud.net](mailto:bel@geolnerud.net)*

Освоение и развитие минерально-сырьевого потенциала того или иного субъекта Российской Федерации определяется рациональным проведением геологоразведочных работ, планирование которых базируется на пространственных и временных закономерностях размещения изучаемых объектов (месторождений, проявлений, прогнозных площадей, участков и т.д.). Выявленные закономерности размещения сырьевых объектов в пространстве и их возникновения в определенные периоды геологического времени положены в основу минерагенического районирования территории Республики Дагестан [Антонов и др., 2015].

Территория республики располагается в пределах двух минерагенических таксонов – Скифского бассейна и Кавказской провинции. В пределах Скифского бассейна в границах развития морских (молассовых) и континентальных олигоцен-голоценовых отложений выделяется Терско-Каспийский район, отвечающий Терско-Каспийскому передовому прогибу. В пределах Кавказской провинции обособляются зоны Восточно-Кавказская, Главного Хребта и Южного Склона, отвечающие одноименным тектоническим структурам. Восточно-Кавказская зона объединяет подзоны Известнякового Дагестана, Агвали-Хивскую и Бокового Хребта, сложенные морскими юрскими, меловыми и палеогеновыми преимущественно терригенно-карбонатными и терригенными образованиями. Зоны Главного хребта и Южного Склона сложены вулканогенно-терригенными и карбонатно-терригенными (флишевыми) образованиями нижней юры-нижнего мела [Беляев, Антонов, 2011].

В формационном строении территории республики [Багатаев и др., 2011] принимают участие образования ранне- и позднеальпийского структурных этажей. Раннеальпийский ( $J_{1,2}$ ) структурный этаж объединяет вулканогенно-терригенную, терригенную и песчаниковую (угленосную) формации. Образование вулканогенно-терригенной формации сопровождалось интенсивной интрузивной и вулканической деятельностью с внедрением даек основного состава, интрузий габбро, габбро-диабазов и накоплением эффузивных вулканических (лавы, туфы) пород.

Наиболее широко дайки диабазовых пород распространены в зоне Главного Кавказского разлома (зона Главного Хребта). Они прорывают отложения от среднего тоара до верхнего аалена. С дайками связано проявление диабазовых пород, пригодных для использования в качестве сырья для производства супертонкого и тонкого базальтового волокна (Курдульская площадь, Ахвай-Хурайский участок).

Кроме того, образование вулканогенно-терригенной и терригенной формаций сопровождалось развитием широкой сети разломов, которые являлись подводящими каналами для кремнесодержащих растворов, способствующих в дальнейшем образованию кварцевой жильной формации, с которой, в свою очередь, связаны объекты высококачественного кварцевого сырья (Гарбутлинское, Колак-Ор, Хошта-Ор-Кусурское, Ихрекское, Гутонское, Тляндинское, Оис-Ор, Чаанское, Гора Хрустальная и др.).

С терригенной формацией связаны также объекты абразивного сырья (Лучекское, Кособское, Архитское, Хивское, Шилягинское, Кюрягское, Ферегское, Цумадинское), подолочных камней (проявление мраморного оникса Кина). К песчаниковой (угленосной) формации приурочены объекты цветных камней (Харагская группа гагатов).

Позднеальпийский ( $J_3$ -Q) структурный этаж объединяет 8 продуктивных формаций и включает терригенно-карбонатную, эвапоритовую ( $J_3$ ), карбонатно-терригенную ( $K_1$ ), мергельно-известняковую ( $K_2$ ), мергельно-глинистую ( $P_1$ - $P_2$ ), морскую молассовую, терригенную алевролит-глинистую ( $P_3$ - $N_1$ ), морскую терригенно-карбонатную ( $N_1$ - $N_2^3$ ), континентально-морскую карбонатно-терригенную  $N_1^3$ - $N_2$ , эоплейстоцен-голоценовую континентальную терригенную ( $Q_E$ - $Q_{IV}$ ) формации.



С верхнеюрской терригенно-карбонатной эвапоритовой формацией ( $J_3$ ) связана основная часть месторождений и проявлений гипса (Архитское, Ихинское, Карадахское I, Гимринский, Могохский, Тлохский I, **Мунинский, Годоберинский участки**), доломитов многоцелевого использования (Восточно-Сулакское, Зиранинское, Могохское, Могохское I, Унцукульское), абразивного сырья (Восточно-Сулакское, Гимринское, Унцукульское, Зиранинское, Гергебильское, Могохское, Вицхинское и др.), природных облицовочных камней (Перевальное, Родниковское), минеральных пигментов (Архитское) и известняков для химической мелиорации почв (Гергебильское).

Нижнемеловая карбонатно-терригенная (мергелисто-доломито-известняково-глинистая,  $K_1$ ) формация включает объекты известняков для производства извести (Аркасское, Ванашамахинское, Аранинское), известняков для химической мелиорации почв (Сеидкентское), известняков для химической промышленности (Мекеги-Зуримахинский участок), глиен огнеупорных (Гапшиминское) и тугоплавких (Ботлихское, Левашинское).

Верхнемеловая мергельно-известняковая ( $K_2$ ) формация является вмещающей для объектов известняков различных направлений использования: известняки для производства извести (Цмурчайское, Левашинское, Карабудахкентское, Геллинский III **участок**), известняки для химической мелиорации почв (Верхне-Казанищенское), известняки для химической промышленности (Верхне-Махуркимакинский участок), природные облицовочные камни (Щуршурское), цементное сырье (Эльдамское, Каранайский, Карабудахкентский, Талгинский участки). Палеоцен-эоценовая мергельно-глинистая ( $P_1$ - $P_2$ ) формация характеризуется развитием объектов цеолитсодержащих пород (Левашинская, Рубасчайская площади).

В заключительную стадию позднеальпийского этапа развития территории Дагестана осадконакопление происходило в пределах передового Терско-Каспийского прогиба, где шло образование морских и континентальных формаций орогенного ряда [Беляев и др., 2012]. К олигоцен-нижне-миоценовой морской молассовой, терригенной алевролит-глинистой ( $P_3$ - $N_1$ ) формации приурочены объекты глиен тугоплавких (Сулакский, Буйнакский, Эрпелинский, Талгинский и др. участки) и минеральных пигментов (Талгинское).

С ниже-верхне-миоценовой верхнемолассовой морской терригенно-карбонатной ( $N_1$ - $N_1^3$ ) формацией связано наибольшее количество объектов различных видов нерудных полезных ископаемых, включающих стекольное сырье (Серное, Карабудахкентское, Присулакское и др.), формовочные материалы (Капчугайское, Экибулакское, Черкезь-Озенское и др.), известняки для производства извести (Избербашское III, **Дербентское, Первомайское** и др.), абразивное сырье (Ачису), облицовочные материалы (Шамшаарское), морская ракушка (Араблинское), битумсодержащие породы (Пираузский, Калининаульский, Салтабакский участки). Верхне-миоцен-плиоценовая континентально-морская карбонатно-терригенная ( $N_1^3$ - $N_2$ ) формация включает объекты известняков для производства извести (Рукельское). С эоплейстоцен-голоценовой континентальной терригенной формацией связаны объекты цементного сырья (глины) и морской ракушки (Новокаякентское, Огнинское, Промысловое).

Минерагеническая специализация выделенных таксонов определяется наличием в границах их развития месторождений и объектов прогнозных ресурсов различных видов ТНПИ. В пределах Скифского бассейна выделена Предкавказская область, в состав которой входит Терско-Каспийский район, минерагеническую специализацию которого определяет наличие объектов цементного сырья (глины), морской ракушки, известняков для производства извести, абразивного и стекольного сырья, формовочных материалов (пески и песчаники кварцевые), природных облицовочных камней, битумсодержащих пород, минеральных пигментов, глиен тугоплавких. Все объекты связаны с комплексом олигоцен-четвертичных формаций, образующихся в условиях орогенной стадии развития Кавказской складчатой области.

В Кавказской провинции выделена Восточно-Кавказская зона, включающая следующие подзоны: 1) подзона Известнякового Дагестана, характеризующуюся развитием форма-

ций ранне- и позднеальпийского структурных этажей; минерагеническую специализацию подзоны определяют объекты цеолитсодержащих пород, известняков для производства извести, природных облицовочных камней, цементного сырья (известняки), известняков для химической промышленности и химической мелиорации почв, глин огнеупорных и тугоплавких, доломитов многоцелевого использования, гипса, абразивного сырья; 2) Агвали-Хивская подзона, объединяющая осадочные терригенную, глинистую, песчаниковую и терригенно-карбонатную эвапоритовую формации раннеальпийского структурного этажа; минерагеническая специализация подзоны определяется наличием объектов гипса, минеральных пигментов, известняков для химической мелиорации почв, абразивного и высококачественного кварцевого сырья, поделочных камней; 3) подзона Бокового Хребта, выделенная в границах развития нижне-среднеюрской терригенной и глинистой (с вулканитами) формаций; минерагеническая специализация подзоны определяется объектами абразивного и высококачественного кварцевого сырья, поделочных камней; 4) зона Главного Хребта развития нижне-среднеюрской вулканогенно-терригенной формации, вмещающей объекты высококачественного кварцевого сырья и сырья для производства минеральной ваты и каменного литья.

Анализ размещения продуктивных формаций, их ресурсного потенциала и минерагенической специализации конкретных зон, подзон и районов в пределах Республики Дагестан может быть использован при планировании геологоразведочных работ, направленных на расширение и освоение минерально-сырьевой базы НПИ республики.

#### Литература

*Антонов В.А., Беляев Е.В., Багатаев Р.М.* Неметаллические полезные ископаемые Республики Дагестан: современное состояние, рекомендации по изучению и освоению // Промышленные минералы: проблемы прогноза, поисков, оценки и инновационные технологии освоения месторождений. Казань: ЗАО «Издательский дом «Казанская недвижимость», 2015. С. 35–38.

*Багатаев Р.М., Беляев Е.В., Сенаторов П.П., Антонов В.А., Курбанов М.М.* Минерально-сырьевая база нерудных полезных ископаемых Республики Дагестан: анализ, оценка, перспективы использования и развития // Минеральные ресурсы России. 2010. № 4. С. 17–24.

*Беляев Е.В., Антонов В.А.* Неметаллические полезные ископаемые осадочных комплексов Северного Кавказа // Осадочные формации Юга России и связанные с ними полезные ископаемые. Ростов-на-Дону: СКНЦ ВШ ЮФУ, 2011. С. 5–8.

*Беляев Е.В., Антонов В.А., Сенаторов П.П.* Минерально-сырьевой потенциал нерудных полезных ископаемых Северо-Кавказского федерального округа // Минеральные ресурсы. 2012. № 5. С. 9–18.

## OROGENESIS: CAUSE OF SEDIMENTARY FORMATIONS

**Berthault G.**

*Polytechnique School Engineer, Paris, France, berthault.guy@orange.fr*

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 [Berthault, 1986, 1988]

demonstrated that a lamination was immediately reconstituted in the ensuing deposit. Moreover, compelling evidence by McKee et al. [1967] strongly suggests that the graded-bedding of stratification results from turbulent flow, the variable velocity of which determining the successive deposit of particles of different sizes.

Further work by Julien et al. [1993], 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 [Middleton, 1973] 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 [Berthault, 2002], 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.

The radioactive dating of eruptive rocks is based on the phenomenon of spontaneous decay of a radioactive element from a "parent" element into its "daughter" element. A well-known example is uranium (the parent element) which decays into lead (the daughter element). By measuring the quantity of parent element and comparing it to the daughter element, the age of a lava rock can be estimated. But radioactive decay exists in the liquid magma, where gravity exerts a differential separation between parents and daughters according to their density. When the magma erupts on to the Earth's surface, it solidifies into rock. A sample taken from this rock could therefore include unrelated parents and daughters. Moreover, the respective quantity of daughter decay elements produced in the magma cannot be distinguished from those produced in the rock. As a result, the age of the rock cannot be determined confidently. This is why a revision of time based on duration of sedimentation is necessary.

A process to determine sedimentation duration is as follows:

The table of Lebediev [1959] 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, [Berthault et al., 2011] 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 [Berthault et al., 2010]. For consolidated rocks erosion started when the velocity of current reached 27 m/s.

Importantly, Marchal [1997] 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 (1996–1997), the North Pole in the Eocene, before the Himalayan orogenesis, was off the mouth of the river Ienissei in Siberia, by 72 degrees latitude [Marchal, 1997]. 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 [2004]. 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 [Rampino, Prokoph, 2013], 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 [Berthault, 2012].

More details and main references can be observed at [www.sedimentology.fr](http://www.sedimentology.fr).

### References

- Berthault G.* Sedimentation of a Heterogranular Mixture. Experimental Lamination in Still and Running Water // C.R. Acad. Sc. 1988. V. 306. Ser. II. P. 717–724.
- Berthault G.* Sedimentologie: Expériences sur la lamination des sédiments par granoclassement périodique postérieur au dépôt // C.R. Acad. Sc. 1986. V. 303. Ser. II. P. 1569–1574.
- Berthault G.* Analysis of main principles of stratigraphy on the basis of experimental data // Lithology and Mineral Resources. 2002. № 5. P. 442–446.
- Berthault G.* Geological Dating Principles Questioned Paleohydraulics a New Approach // J. Geodesy and Geodynamics. 2002. V. 22. № 3. P. 19–26.
- Berthault G.* Sedimentological Interpretation of the Tonto Group Stratigraphy. Grand Canyon Colorado River // Lithology and Mineral Resources. 2004. V. 39. № 5. P. 504–508.
- Berthault G.* Towards a Refoundation of Historical Geology // Georesources. 2012. № 1. P. 38–40.
- Berthault G., Lalomov A.V., Tugarova M.A.* Reconstruction of Paleolithodynamic Formation Conditions of Cambrian-Ordovician Sandstones in the Northwestern Russian Platform // Lithology and Mineral Resources. 2011. V. 46. № 1. P. 60–70.
- Berthault G., Veksler A.L., Donenberg V.M., Lalomov A.V.* Research on Erosion of Consolidated and Semi-Consolidated Soils by High Speed Water Flow // Izvestia VMG. 2010. V. 257. P. 10–22.
- Julien P.Y., Lan Y., Berthault G.* Experiments on Stratification of Heterogeneous Sand Mixtures // Bull. Soc. Geol. France. 1993. V. 164. P. 649–660.
- Lebedev V.V.* Gidrologiya i gidravlika v mostovom dorozhnom stroitel'stve (Hydrology and Hydraulics in Bridge and Road Building). Leningrad: Gidrometeoizdat, 1959. 388 p.
- Marchal C.* Earth's Polar Displacements of Large Amplitude. A Possible Mechanism // Bulletin du Museum National d'Histoire Naturelle. 1997. V. 19. № 1. P. 139–147.
- McKee E.D., Crosby E.J., Berryhill H.L., Jr.* Flood Deposits, Bijou Creek, Colorado, June 1965 // J. Sed. Petrol. 1967. V. 37. № 3. P. 829–851.
- Middleton G.V.* Johannes Walter's Law of the Correlation of Facies // Bull. Geol. Soc. Am. 1973. V. 84. P. 979–988.
- Rampino M.R., Prokoph A.* Are Mantle Plumes Periodic? // EOS Transactions American Geophysical Union. 2013. V. 94. № 12. P. 113–120.

## ФАЦИАЛЬНЫЕ ТИПЫ И ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВЕРХНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО ПРИАНАБАРЬЯ

Бигун И.В.<sup>1</sup>, Платонов М.В.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт,  
*bollun@rambler.ru*

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, *geolog2006@mail.ru*

Изучение кембрийских отложений Западного Прианабарья началось с маршрутных исследований 1940-х гг., и было продолжено в середине 1950-х в ходе мелкомасштабных геологосъемочных работ (Демокидов, 1959ф, 1964ф). Важными результатами исследований данного периода является открытие в 1954 г. К.С. Забурдиным, Р.Ф. Соболевской и В.Е. Савицким в бассейнах рр. Эричка и Медвежья местонахождений раннекембрийской и ранне-среднекембрийской фауны и установление К.С. Забурдиным в бассейне р. Эричка фациального замещения с юго-запада на северо-восток толщи известняков ленского яруса (в настоящее время подразделение упразднено) светлоокрашенными доломитами, а в дальнейшем и выделение фациальных зон для территории Западного Прианабарья, прослеживающихся по всему разрезу кембрийских отложений и связанных с вышеупомянутыми осадочными толщами [Егорова, Савицкий, 1969].

Стратиграфическое расчленение кембрийских отложений создавалось в 1950–60-х гг. главным образом в процессе геологосъемочных работ масштаба 1:200 000 геологами НИИГА А.Л. Гроздиловым, К.К. Демокидовым, В.Я. Кабаньковым, В.А. Комаром; ВАГТа И.М. Битерманом, Р.О. Галабала, Б.Н. Леоновым, Л.М. Натаповым и др.; ЯТГУ В.М. Гарашуком, В.В. Грициком, В.О. Лупейчуком. Разработанные ими стратиграфические схемы впоследствии были включены в корреляционные схемы Якутской АССР и Средней Сибири. Формационный состав отложений кембрийской системы представлен несколькими типами разрезов преимущественно карбонатных пород, характерных для определенных фациальных зон. С учетом особенностей их состава, геологического строения и принадлежности к определенным тектоническим структурам в Западном Прианабарье выделяются три структурно-формационные зоны (СФЗ): на юге – Мойеро-Оленекская, на северо-западе – Маймеч-Котуйская, а на севере – Фомич-Рассохинская.

В ходе полевых работ в 2012–2015 гг. в рамках создания комплектов Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 номенклатурных листов R-48, R-47 сотрудника ФГУП «ВСЕГЕИ» были проведены работы по составлению опорных стратиграфических разрезов карбонатных пород Маймеч-Котуйской СФЗ, их корреляция и прослеживание фациальной изменчивости по латерали. В этой СФЗ кембрийские отложения слагают полосу вдоль западного склона Анабарского свода, представленные (снизу вверх) медвежинской, объединенных кугдаюряхской и улахан-арымасской, урюнгтасской, далбыхской, атырдыхской и томпокской свит. Изученные разрезы расположены в долинах рр. Амбардах и Маймеч, а также Маймеч и Котуй.

Привлекают к себе внимание отложения атырдыхской свиты, которые имеют различное строение и состав на смежных участках их выходов. В ходе полевого изучения установлено, что эти различия связаны с довольно резким фациальным замещением осадочных пород на протяжении первых десятков километров, что, видимо, является особенностью историко-геологического развития бассейна в течение всего кембрийского периода и существования во время формирования отложений свит малораспространенных по площади, но отличающихся от «фоновых», отложений фациальных зон на территории Западного Прианабарья в том числе и других СФЗ. На эту особенность обращали внимание еще первые исследователи данных разрезов в 1960-х гг. [Геологическая..., 1968 и др.], но, к сожалению, с тех пор работ по картированию, стратиграфическому, а тем более литологическому изучению пород свиты и района в целом не проводилось.

Выходы атырдахской свиты протягиваются широкой полосой через долину р. Маймеча в долину р. Амбардах. В пределах одной СФЗ выделяется две фациальные зоны – южная и северная, граница между которыми проходит в долине р. Маймеча в приустьевой части р. Мал. Амбардах, вещественный состав и строение которых резко изменяется.

Южная зона охватывает бассейны рр. Тукалаан и Дьаргаалаах, где в разрезе свиты, развиты преимущественно известняки и глинистые известняки. Северная зона расположена на левобережье р. Маймеча и характеризуется развитием в ней существенно доломитов и доломитистых известняков.

Южная фациальная зона из-за плохой обнаженности изучена довольно слабо. Характеризующий ее разрез составлен по развалам и небольшим обнажениям. Так, в долине р. Маймеча близ устья р. Малый Амбардах был описан разрез атырдахской свиты. Характерной особенностью нижней части свиты мощностью 26–27 м является чередование пачек известняков, иногда с примесью глинистого материала (вплоть до мергелей) и алевритового. В первую очередь пачки выделяются по структурным типам карбонатных пород, главными из которых в разрезе являются детритовые, ракушняковые (обнаружены целые раковины брахиопод *Billingsella sp.*, *Koldinia sp.*), **комковатые и другие биоморфные известняки с наличием форменных компонентов**. Верхняя часть разреза (140–160 м) слабо обнажена, но, судя по небольшим глыбовым развалам и высыпкам щебня в верхних частях склонов долин и на водоразделах, она представлена подобными мелкозернистыми и часто детритовыми известняками. Формирование таких отложений осуществлялось механогенным способом в нормальных морских прибрежных мелководных условиях на различных участках береговой зоны.

Далее к северо-востоку и северо-западу происходит резкое изменение состава карбонатной толщи и увеличение мощности свиты до 260 м. К северо-западу в долине р. Амбардах отложения свиты приобретают преимущественно доломитовый состав. Известняки встречаются очень редко только лишь в виде маломощных линз. Строение свиты здесь однообразно и обусловлено ритмичным чередованием массивных толстоплитчатых доломитов и тонкоплитчатых глинистых доломитов. Помимо перечисленных особенностей для пород характерно наличие протяженных (до первых десятков метров) стиллолитовых швов, в некоторых пачках каверн, а также волнисто-слоистых текстур. В верхней части свиты в пачке мощностью 16 м развиты строматолитовые доломиты, постройки которых, по-видимому, относятся к желваковому типу (*Collenia*) и выглядит как желвакообразные, шарообразные постройки, иногда с выступающим поясом посередине, реже вытянутые или грушевидные. Все они имеют ступенчатую поверхность с очень четкой концентрической микрослоистостью. Диаметр и высота единичных строматолитовых построек примерно равны друг другу и составляют около 20–30 см.

На северо-востоке территории в долине р. Котуй в районе устья р. Большой Чомн-Юрях, наблюдается непрерывный разрез свиты с аналогичным строением и составом осадочных пород, который характеризуется монотонным переслаиванием массивных и плитчатых доломитов, среди которых встречаются глинистые микрозернистые доломиты, иногда алевритистые. На плоскостях напластования нередко имеют развитие знаки ряби. Для средней части свиты характерны строматолиты с размером единичных построек 0.3–0.8 м в поперечнике. В большинстве случаев их постройки окремнены и рельефно выделяются на выветрелой поверхности. Тогда как общее окремнение незначительно и выражается в образовании тонких темных пластинок кремня на плоскостях напластования и в частичном окремнении отдельных прослоев. Мощность атырдахской свиты составляет в данном районе около 220 м. Очевидно, что карбонатные породы северной фациальной зоны формировались в иных условиях, связанных, видимо, с осолоненными частями бассейна, занимавшими значительные по сравнению с южной зоной площади. Данные условия были благоприятными для роста и развития строматолитовых построек.

Таким образом, в пределах одной Маймеча-Котуйской СФЗ на исследуемой территории, наблюдается фациальное замещение верхнекембрийских отложений, которое проявля-

но в изменении вещественно-структурных особенностей пород, что в свою очередь связано с разными условиями осадконакопления. Представляется важным продолжить исследования в данном направлении, применив тонкие методы исследования, в первую очередь петрографические, а также геохимические, электронно-микроскопические и другие, которые позволят детально изучить вещественные и структурные характеристики верхнекембрийских пород Маймеча-Котуйской СФЗ Западного Прианбарья, определить их структурно-петрографические типы, фаціальную приуроченность и обстановки осадконакопления. Тем более, что подобные фаціальные различия являются, видимо, типичными и для других СФЗ региона.

#### Литература

Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анабарская. Лист R-47-XVII, XVIII. Объяснительная записка. Составители Л.П. Смирнов, Л.С. Егоров. М.: Недра, 1968. 87 с.

*Демокидов К.К., Лазаренко Н.П.* Стратиграфия верхнего докембрия и нижнекембрийские трилобиты северной части Средней Сибири и островов Советской Арктики. М.: Недра, 1964. 286 с.

*Егорова Л.И., Савицкий В.Е.* Стратиграфия и биофацции кембрия Сибирской платформы (Западное Прианбарье). М.: Недра, 1969. 408 с.

### ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЛЕКТОРОВ БАШКИРСКО-СЕРПУХОВСКОЙ ТОЛЩИ СЕВЕРО-ВОСТОКА СОЛИКАМСКОЙ ДЕПРЕССИИ

**Бояршинова М.Г., Винокурова Е.Е.**

*Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ПермНИПИнефть» в г. Перми,  
Marija.Boyarshinova@pnn.lukoil.com, Ekaterina.Vinokurova@pnn.lukoil.com*

Карбонатные резервуары часто характеризуются неоднородным строением и неравномерным распределением коллекторских свойств, что определяется как седиментологическими особенностями пород, так и степенью проявления вторичных процессов. Определение литологических аспектов, влияющих на формирование и распространение пород-коллекторов, является важным этапом исследований карбонатных толщ.

В результате бурения новых поисково-разведочных скважин с практически стопроцентным выносом керна появилась возможность достаточно подробно изучить особенности литологического строения карбонатных отложений башкирско-серпуховской регионально-нефтегазонасной толщи северо-восточной части Соликамской депрессии.

Исследования включали в себя детальный литолого-фаціальный анализ на основе послонных литологических описаний керна и петрографических исследований шлифов, анализ результатов петрофизических исследований, изучение распространения постседиментационных процессов и их влияния на коллекторские свойства пород.

В результате проведенных исследований было установлено, что башкирско-серпуховские отложения формировались в пределах трех крупных фаціальных зон: приливно-отливная равнина, отмели открытого шельфа, мелководный верхний шельф. В отдельную группу выделены вторичные доломиты, развитые по известнякам различного генезиса.

Фації приливно-отливной равнины сложены известняками коричневато-серыми, микрозернистыми, пелитоморфными, шламовыми, слоистыми, неравномерно глинистыми, с тонкими прослойками известковистых аргиллитов (1–8 см), неравномерно слабо пиритизированными, с субвертикальными клиновидными трещинками усыхания, залеченными кальцитом, иногда с извилистыми разноориентированными трещинами, заполненными зеленовато-серым глинистым веществом и придающими породе брекчиевидный облик. Поро-

ды формировались на этапе максимального обмеления морского бассейна с периодически выходами осадков на поверхность. Отложения данного типа наиболее характерны для верхней части разреза башкирского яруса, что связано с региональным подъемом территории к концу башкирского века.

Фации отмелей открытого шельфа представлены известняковым песчаником, часто раковинным. Породы на 80–90% состоят из окатанных остатков ископаемых организмов различной степени сохранности. По некоторым биокластам наблюдаются онколитовые оболочки, шириной до 0.10 мм. Отложения данного типа формировались в условиях высокой гидродинамической активности среды (в зонах волнений и течений) в пределах отмелей, намывных валов или кос.

Фации мелководного верхнего шельфа преобладают в разрезах скважин. Для пород характерно видовое разнообразие и многочисленность остатков ископаемых организмов различной степени сохранности, сортировки и окатанности. Форменные компоненты составляют до 95% объема породы. В зависимости от их состава было выделено три типа известняков: органогенно-полидетритовые, детритово-водорослевые, детритово-сгустковые. Накопление отложений происходило в обстановках неглубокого тепловодного бассейна с хорошей освещенностью, нормальной соленостью и газовым режимом, о чем свидетельствует обилие бентосных форм. Плохая сохранность остатков является следствием достаточно высокого гидродинамического режима. К отдельному литогенетическому типу данной группы фаций можно отнести известняковые конгломераты и гравелиты, образование которых происходило под воздействием подводных течений и волнений в результате разрушения относительно недавно накопленных пород, о чем свидетельствует близкий по литологии состав обломков с вмещающими известняками.

Вторичные доломиты – разномерные, массивные, неравномерно пористые и кавернозно-пористые, неравномерно сульфатизированные (2–3%), редко с реликтами биогенных остатков и микрослоистой текстуры. Крупная размерность зерен, яснокристаллическая структура, практически полностью уничтоженная первоначальная структура замещенных известняков, пятнистая (узорчатая) текстура, наличие сложного пустотного пространства, инкрустации каверн и пещеристых полостей белыми, крупными и грубыми кристаллами доломита указывают на эпигенетический генезис доломитов. Также следует отметить «массивность» доломитизации, отсутствие избирательности ее проявления по различным литогенетическим типам пород. Так отмечается полная доломитизация пород в разрезах двух скважин. Такая доломитизация происходила в результате фильтрации больших объемов перенасыщенной ионами магния воды через хорошо проницаемые известняки. По данным исследований Дж. Лусиа [2010], большая часть пустотного пространства в доломитах унаследована от предшествовавших известняков. Для того чтобы обеспечить фильтрацию больших объемов воды через карбонатное тело, оно должно быть изначально пористым и проницаемым. Вероятно, встреченные доломиты формировались по зонам разуплотнения, которые могли быть обусловлены наличием седиментационно высокопористых и проницаемых коллекторов, развитием процессов выщелачивания, карсто- и трещинообразования. Замутненность доломитовых зерен и их неправильная форма свидетельствуют о быстром росте кристаллов, а наличие порово-кавернового пространства – об образовании доломита в частично закрытой системе. Источником ионов магния могли служить нижележащие сульфатно-доломитовые отложения серпуховского яруса.

Анализ фильтрационно-емкостных характеристик различных литогенетических типов карбонатных пород, показал, что коллекторские свойства вторичных доломитов изменяются в широких пределах. Это породы от плотных до высокопористых, от плохо проницаемых до очень хорошо проницаемых. Максимальное значение  $K_n$  – 22.6%,  $K_{\text{пр}}$  – 3000 мД. Неравномерность распределения коллекторских свойств в толще доломитов может являться следствием нескольких факторов: седиментационной структуры и текстуры известняков, содержания органического вещества и др. В доломитах различаются пустоты различного генезиса и времени формирования. Межзерновые поры образовывались на этапе доломитизации.



тизации и перекристаллизации. Крупные каверны и полости выщелачивания ранней стадии образования инкрустированы крупными белыми кристаллами доломита, сокращающими объем пустот. Выщелачивание более поздней стадии представлено в виде каверн меньших размеров.

Все встреченные типы известняков характеризуются схожими коллекторскими свойствами. Породы плотные (93.8% всех исследованных образцов), практически непроницаемые (94.9% исследованных образцов). Максимальное значение  $K_{п}$  составляет 6.6%,  $K_{прг}$  – 3.23 мД. Ухудшение коллекторских свойств пород, обладающих высокой седиментационной пористостью (карбонатные песчаники отмелей, полидетритовые и водорослевые известняки мелководного верхнего шельфа), объясняется широким развитием процессов кальцитизации. Высвобождение большого количества ионов кальция при развитии доломитизации по ослабленным зонам, вероятно, стало причиной активной цементации известняков на соседних участках.

Отмечаемые в керне и шлифах трещины и стилолитовые швы по данным анализа ФЭС играют незначительную роль в образовании каналов миграции флюидов и часто бывают залечены вторичным кальцитом, доломитом или сульфатами.

Таким образом, коллекторские свойства пород башкирско-серпуховской толщи в первую очередь зависят от их литологического состава. Для дальнейшего прогноза на площади исследований перспективных участков необходимо изучение распространения литологических разностей пород башкирско-серпуховского яруса (известняков и доломитов).

#### Литература

*Вилесов А.П., Чертина К.Н., Воронцов И.П., Девятка Н.П.* Генезис доломитовых коллекторов бийско-афонинской карбонатной толщи Оренбургской области // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2014. № 11. С. 25–33.

*Горожанина Е.Н.* Типы карбонатных платформ Южного Урала и Приуралья, их связь с нефтегазоносностью // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2010. С. 188–191.

*Лидер М.Р.* Седиментология. Процессы и продукты. М.: Мир, 1986. 439 с.

*Лусиа Ф.Дж.* Построение геолого-гидродинамической модели карбонатного коллектора: интегрированный подход. Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», Ижевский институт компьютерных исследований, 2010. 384 с.

*Фортулатова Н.К., Карцева О.А., Баранова А.В. и др.* Атлас структурных компонентов карбонатных пород. М.: ВНИГНИ, 2005. 440 с.

## ОКСИДНО-СИЛИКАТНЫЕ МАРГАНЦЕВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В ЯШМАХ ЮЖНОГО УРАЛА: МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

**Брусницын А.И.<sup>1</sup>, Жуков И.Г.<sup>2,3</sup>**

<sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, [brusspb@yandex.ru](mailto:brusspb@yandex.ru);

<sup>2</sup>Институт минералогии УрО РАН, [igorzhukov2009@yandex.ru](mailto:igorzhukov2009@yandex.ru)

<sup>3</sup>Южно-Уральский государственный университет

В кремнистых отложениях Магнитогорского палеовулканического пояса известно почти два десятка небольших по запасам месторождений марганца, главным рудным минералом которых является браунит. Рудоносные пачки здесь представляют собой слабо измененные процессами метаморфизма оксидные железо-марганец-кремнистые осадки. Сопоставление их минералогии и, особенно, геохимии с современными аналогами дает возможность оценить условия генезиса металлоносных отложений Уральского палеоокеана.

Такие исследования проведены нами на примере пяти месторождений, расположенных к западу от г. Магнитогорска: Кусимовского, Аюсазовского, Ниязгуловского-2, Габдимовского и Северо-Файзулинского.

Месторождения приурочены к вулканогенным толщам девонского возраста, сформировавшимся в обстановке активной континентальной окраины. Вмещающими породами являются яшмы бугулыгырского горизонта ( $D_{2ef}$ ). Марганцевоносные залежи, чаще всего, представляют собой маломощные (до 1.5 м), но протяженные (200–500 м) горизонты яшм, содержащие прослои и линзы браунита. Мощность браунитовых слоев варьирует от нескольких миллиметров до 10 см, составляя в среднем около 0.5–1 см; их протяженность обычно изменяется от 3 до 50 см. Переход от марганцевоносных отложений к яшмам может быть как резким, так и постепенным. В последнем случае исчезновение браунитовой минерализации происходит в интервале 5–20 см. В яшмах, разделяющих рудные прослои, иногда наблюдается тонкодисперсная вкрапленность оксидов марганца. Реже (Северо-Файзулинское месторождение) в яшмах наблюдаются более или менее обособленные пласты (мощностью около 1 м) браунитовых пород. Таким образом, браунитовые породы и яшмы являются элементами строения единой толщи, в которой кремнистые породы резко преобладают над марганцевыми.

Браунитовые породы представляют собой микрозернистые образования с хорошо выраженной тонкослоистой, ритмично-полосчатой или линзовидно-полосчатой текстурой. Главными минералами, совместно слагающими более 95% от объема пород, являются кварц и браунит, очень характерно также постоянное наличие пылевидной вкрапленности гематита. Кроме того, на Кусимовском месторождении изредка встречаются также и браунит-родонитовые породы пятнистой, конкреционной или брекчиевидной текстур. Среди второстепенных минералов диагностированы **Ca–Mn оксид, предположительно ряда таканелит–рансьеит, голландит, андрадит, пьмонтит, пумпеллит–Mn, йогансенит, эгирин, эгирин-авгит, родонит, пироксмангит, ферривинчит, кариопилит, широзулит, парсеттенсит, альбит, цельзиан, кальцит, родохрозит, барит и апатит** ([Брусницын, 2013] с дополнениями). Среди гипергенных минералов установлены вернадит, криптомелан, тодорокит и литиофорит.

В составе яшм резко преобладает кремний, в существенно меньших количествах присутствуют железо, алюминий и летучие компоненты (мас. %):  $SiO_2$  – 94.55,  $Fe_2O_{3общ}$  – 2.10,  $Al_2O_3$  – 0.89, п.п.п. – 0.85. По значениям титанового и алюминиевого модулей  $(Fe + Mn)/Ti = 31–258$ ,  $Al/(Al + Fe + Mn) = 0.11–0.55$ ,  $Si/Al = 25–160$ ,  $Mn/Fe = 0.02–0.48$  яшмы сопоставимы с металлоносными осадками, аккумулирующих в своем составе литогенное (Al, Ti) и гидротермальное (Fe, Mn, Si) вещество.

Главными компонентами браунитовых пород являются кремний и марганец (мас. %):  $SiO_2$  – 64.35,  $MnO_{общ}$  – 24.50,  $SiO_2 + MnO_{общ} \sim 90$ . Средние концентрации других элементов на порядок ниже (мас. %):  $Fe_2O_{3общ}$  – 1.57,  $Al_2O_3$  – 1.85, CaO – 2.05, п.п.п. – 2.00. По значениям литохимических модулей  $(Fe + Mn)/Ti = 61–6416$ ,  $Al/(Al + Fe + Mn) = 0.01–0.22$ ,  $Si/Al = 13–87$ ,  $Mn/Fe = 1.60–84.51$  браунитовые породы соответствуют металлоносным или даже рудоносным осадкам. При этом доля литогенного вещества (Al + Ti) в них нередко выше, чем во вмещающих яшмах. То есть, по сравнению с кремнистыми отложениями (протояшмами), образование марганцевых илов происходило в периоды относительного снижения гидротермальной деятельности.

Яшмы и браунитовые породы характеризуются относительно низкими, чаще всего, ниже кларковых, концентрациями микроэлементов. Средние содержания составляют (г/т): в яшмах (n = 6) – As – 2.43, Ba – 218, Be – 0.24, Bi – 0.002, Cd – 0.07, Co – 1.68, Cr – 9.44, Cs – 0.52, Cu – 15.5, Ge – 0.75, Hf – 0.12, Li – 5.33, Mo – 0.22, Nb – 7.63, Ni – 4.98, Pb – 8.88, Rb – 10.87, Sb – 0.004, Sc – 1.34, Sn – 1.06, Sr – 23.55, Ta – 0.006, Th – 0.54, V – 6.77, U – 0.21, W – 0.76, Y – 9.72, Zn – 10.79, Zr – 4.71, La – 5.56, Ce – 8.48, Pr – 1.72, Nd – 7.63, Sm – 1.71, Eu – 0.44, Gd – 1.83, Tb – 0.27, Dy – 1.59, Ho – 0.31, Er – 0.80, Tm – 0.11, Yb – 0.65, Lu – 0.09, в браунитовых породах (n = 12) – As – 88,70, Ba – 1426, Be – 0.61, Bi – 0.04, Cd – 0.05,

Co – 4.27, Cr – 6.98, Cs – 0.87, Cu – 98.25, Ge – 0.84, Hf – 0.28, Li – 5.00, Mo – 2.29, Nb – 0.59, Ni – 24.25, Pb – 14.15, Rb – 7.88, Sb – 3.23, Sc – 2.06, Sn – 0.88, Sr – 153, Ta – 0.003, Th – 0.56, V – 43.70, U – 0.40, W – 3.10, Y – 12.90, Zn – 35.50, Zr – 8.65, La – 6.39, Ce – 8.44, Pr – 1.84, Nd – 7.35, Sm – 1.73, Eu – 0.60, Gd – 2.20, Tb – 0.35, Dy – 2.29, Ho – 0.48, Er – 1.44, Tm – 0.19, Yb – 1.30, Lu – 0.20.

Малые концентрации микроэлементов отчасти связаны с «разбавлением» осадка большими количествами кремнезема. Поэтому в данном случае корректней сопоставлять с кларками не прямые концентрации элементов  $[C_i]$ , а нормированные на алюминий:  $[C_i/C_{Al}]_n = [C_i/C_{Al}]_{образец} / [C_i/C_{Al}]_{кларк}$ . Если допустить, что источником алюминия в осадках был только обломочный материал, то таким путем можно оценить степень обогащения марганцевоносных отложений теми или иными элементами относительно фонового литогенного вещества.

Расчеты показывают, что в яшмах литогенными элементам ( $[C_i/C_{Al}]_n \leq 1$ ) являются Hf, Nb, Rb, Sc, Ta, Th, V, U и Zr. **Напротив, к «избыточными» элементам ( $[C_i/C_{Al}]_n \geq 1$ ), т.е. обогащающим осадок сверх фонового уровня, относятся Ba, Cd, Co, Cr, Cs, Cu, Ge, Li, Pb, Sn, W и Y. Сходные соотношения установлены и для браунитовых пород. Здесь к литогенным элементам относятся Cr, Hf, Nb, Rb, Sc, Ta, Th и Zr, а к «избыточным» – As, Ba, Cd, Cu, Ge, Mo, Ni, Pb, Sb, Sn, V, W, Y и Zn. Причем, по сравнению с яшмами браунитовые породы обогащены As, Ba, Bi, Cu, Mo, Ni, Sb, Sr, V и W. Таким образом, низкие концентрации микроэлементов являются «кажущимися». На самом деле, яшмы и браунитовые породы обогащены большой группой микроэлементов относительно «фоновых» осадков. Близкие особенности геохимии установлены и в металлоносных осадках современного океана [Гурвич, 1998; Бутузова, 1998]. Повышенные концентрации Cd, Co, Cu, Mo, Ni, Pb, Sb, Zn и других халькофильных элементов в них обусловлены гидротермальной поставкой вещества и процессами сорбции из морской воды. Причем, вклад гидротермальной составляющей, как правило, доминирует.**

Яшмы и браунитовые породы характеризуются почти идентичным распределением редкоземельных элементов (РЗЭ). Типичны низкие концентрации РЗЭ ( $C/C_{upper\ crust} < 1$ ), наличие хорошо выраженной отрицательной цериевой аномалии (в яшмах  $Ce/Ce^* = 0.73$ , в браунитовых породах 0.52), почти полное отсутствие европиевой аномалии (в яшмах  $Eu/Eu^* = 0.94$ , в браунитовых породах 1.11) и небольшой дефицит легких лантаноидов (в яшмах  $(La/Sm)_n = 0.59$ ,  $(Gd/Yb)_n = 1.46$ , в браунитовых породах 0.60 и 0.84 соответственно). Именно такой тип спектров РЗЭ является индикаторным для гидротермальных железо-марганцевых отложений вулканически активных областей современного океана [Дубинин, 2006; Bau et al., 2014]. **Распределение РЗЭ в железо-марганцевых скоплениях другого генеза (гидрогенного и диагенетического) имеют принципиально иной характер.**

Яшмы и марганцевые породы бугулыгырского горизонта имеют гидротермально-осадочный генезис [Гаврилов, 1972]. Наши данные подкрепляют эти взгляды новыми, независимо полученными, аргументами и позволяют уточнить механизмы накопления марганцевоносных осадков.

Формирование яшм происходило в спокойной гидродинамической обстановке, на больших глубинах, превышающих уровень карбонатной компенсации, и на значительном удалении от крупных участков суши – поставщиков обломочного материала [Зайков и др., 1994; Мизенс, 2003]. Источником кремнезема, железа, марганца и некоторых других элементов являлись гидротермальные растворы. Площадной характер распространения оруденения и одновременно хорошо проявленная дифференциация марганца от железа и кремния характерны для металлоносных осадков, формирующихся в пределах крупных понижениях морского дна [Бутузова, 1998]. Эти депрессии служат геоморфологическими ловушками для гидротермального рудного вещества. Кроме того, благодаря вертикальному изменению состава придонной воды, в них нередко хорошо проявлены процессы фракционирования металлов.

Механизм накопления металлоносных осадков представляется следующим. На стадии активной гидротермальной деятельности поступающее с растворами железо в придонной воде окислялось, переходило в твердое состояние и совместно с кремнеземом осаждалось на большой площади дна. Потребление кислорода на окисление железа приводило к временному заполнению впадин субаэробными водами, способными удерживать и концентрировать растворенный марганец. В периоды же затухания гидротермальной деятельности находящиеся во впадинах воды из-за неизбежного разбавления морской водой теряли способность удерживать растворенный марганец и тот, окисляясь, переходил в осадок.

Ключевое условие накопления марганцевых отложений – это наличие впадины-ловушки. Металлоносные осадки, формирующиеся не в замкнутых котловинах, а на открытых участках морских бассейнов, как правило, характеризуется слабо выраженной сепарацией марганца от железа [Гурвич, 1998 и др.]. Обычно они имеют смешанный железо-марганцевый состав с преобладанием железа.

По всей видимости, в эйфельское время на дне уральского палеоокеана было небольшое количество более или менее изолированных впадин, а их размеры были незначительны. Отсюда и относительная редкость и небольшие масштабы марганцевого оруденения. Основная масса гидротермального вещества отлагалась на открытых участках дна, давая начало железо-кремнистым илам с рассеянной марганцевой минерализацией или просто кларковыми концентрациями марганца. Именно такие породы слагают основной объем бугулылырского горизонта.

Низкая биологическая продуктивность глубинных вод, подавленный бентос и постоянный контакт осадков с кислородсодержащими водами способствовали накоплению и дальнейшему сохранению в осадке, а затем и в породе окисленных форм марганца. В метаморфизованных отложениях они представлены главным образом браунитом.

Работы выполнены с использованием аналитических возможностей ресурсных центров СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования», «Микроскопии и микроанализа» и «Геомодель», а также Южно-Уральского центра коллективного пользования по исследованию минерального сырья ИМин УрО РАН.

*Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (грант 16-05-00227).*

### Литература

- Брусницын А.И.* Минералогия марганцевоносных метаосадков Южного Урала. СПб.: СПбГУ, ООО «ИПК КОСТА», 2013. 160 с.
- Бутузова Г.Ю.* Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря. М.: ГЕОС, 1998. 312 с.
- Гаврилов А.А.* Эксгалационно-осадочное рудонакопление марганца. М.: Недра, 1972. 215 с.
- Гурвич Е.Г.* Металлоносные осадки Мирового океана. М.: Научный мир, 1998. 340 с.
- Дубинин А.В.* Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 359 с.
- Зайков В.В., Зайкова Е.В., Масленников В.В.* Строение, рудоносность и методика геологического картирования островодужных комплексов Южного Урала // Геологическое картирование вулканоплутонических поясов. М.: Роскомнедра, 1994. С. 191–264.
- Мизенс Г.А.* Колебания уровня мирового океана и осадконакопление в девонских глубоководных бассейнах юга Урала // Литосфера. 2003. № 4. С. 43–64.
- Bau M., Schmidt K., Koschinsky A., Hein J., Kuhn T., Usui A.* Discriminating between different genetic types of marine ferro-manganese crusts and nodules on rare earth elements and yttrium // Chem. Geol. 2014. V. 381. P. 1–9.

## УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КЕЛЛОВЕЙ-ОКСФОРДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ОБЬ-ИРТЫШСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

Бурлева О.В.

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, oburleva@mail.ru*

Келловей-оксфордский этап является переломным в истории развития Западно-Сибирского бассейна. Генезис формировавшихся в это время васюганской свиты и ее аналогов до сих пор является дискуссионным и вызывает повышенный интерес исследователей. Седиментологический анализ келловей-оксфордских отложений основывался на исследовании вертикальных и латеральных взаимоотношений литофациальных ассоциаций, ихнофаций, генетической интерпретации гранулометрических данных алеврито-песчаных пород, с использованием палеонтологических, геохимических и минералогических индикаторов. При реконструкции и детализации макрообстановок формирования келловей-оксфордских отложений района исследования были выделены структурно-вещественные комплексы (литофации и литофациальные ассоциации), которым дана генетическая интерпретация. Литофации представляют собой структурно однородные осадочные единицы, характеризующиеся определенным составом, текстурными и палеонтологическими признаками, а также морфоструктурой (формой, размерами и характером ограничивающих поверхностей), отличными от вмещающих их отложений. Литофациальные ассоциации включают в себя группу парагенетически связанных литофаций и отвечают осадочным обстановкам или их частям, устойчивое существование условий седиментации в пределах которых приводило к накоплению характерной последовательности отложений.

По особенностям строения изученных разрезов Обь-Иртышского междуречья были выделены васюганский, переходный от васюганского к наунакскому, наунакский, переходный от васюганского к абалакскому и абалакский типы разрезов. Основными критериями, по которым отличаются васюганский и переходный от васюганского к наунакскому типы разрезов, являлись: значительное уменьшение мощности, опесчанивание нижневасюганской подсвиты, отсутствие в разрезе подсвиты пачки черных аргиллитов с остатками морской фауны. Главным отличительным признаком переходного от васюганского к абалакскому типа является существенная глинизация верхневасюганской подсвиты.

Выделенные основные типы разрезов келловей-оксфордских отложений характеризуются определенной вертикальной сменой обстановок седиментации, которые рассматриваются ниже.

На исследуемой территории васюганская свита делится на две подсвиты: нижнюю – преимущественно глинистую мелководно-морского генезиса и верхнюю – алеврито-песчаную, в основном, прибрежно-морского и прибрежно-континентального генезиса. В подошве нижневасюганской подсвиты залегает базальный пласт Ю<sub>2</sub><sup>0</sup>, который на изученной территории является маркирующим горизонтом. Формирование пласта непосредственно связано с крупной бат-келловейской трансгрессией. Трансгрессия бассейна приводила к переработке материала в предфронтальной зоне пляжа (постоянно мигрирующего в сторону континента) и формированию базальных песчаников. Дальнейшее углубление способствует накоплению преимущественно тонких осадков.

В результате седиментологического анализа разрезов келловей-оксфордских отложений Обь-Иртышского междуречья были установлены макрообстановки и обстановки, принадлежащие пяти генетическим комплексам: аллювиальному (континентальному), дельтовому (переходному от континентального к морскому), прибрежно-континентальному, прибрежно-морскому и мелководно-морскому. В васюганском типе разреза в нижневасюганской подсвите (мощностью от 31–46 м в первом подтипе до 45–50 м во втором) выделены прибрежно-морские и мелководно-морские обстановки. Подугольная и надугольная пачки верхневасюганской подсвиты (20–46 м) характеризуются, в основном, набором об-

становок прибрежно-морского комплекса. Межугольная пачка, олицетворяющая максимум регрессии, формировалась в обстановках прибрежно-континентального комплекса. Наиболее широко в изученных разрезах васюганской свиты представлены отложения обстановок подводных валов и ложбин предфронтальной зоны пляжа, дальней зоны пляжа, баров и глинистых отмелей нижнего пляжа, барьерных береговых баров и алевроито-глинистых отложений лагун, заливно-лагунных побережий.

Для переходного от васюганского к наунакскому типа разреза характерно сокращение мощностей нижневасюганской подсвиты до 14–18 м в первом подтипе и 24 м – во втором. На юге изученной территории, в зоне развития первого подтипа, в нижневасюганской подсвите наблюдается увеличение роли прибрежно-морских обстановок. Здесь преобладают обстановки предфронтальной зоны и нижнего пляжа. В верхневасюганской подсвите (39–50 м) значительно преобладают обстановки прибрежно-континентального, с подчиненной ролью прибрежно-морского комплекса: выявлены обстановки лагун, нижнего пляжа, в меньшей степени валы и ложбины предфронтальной зоны. В юго-восточном направлении в зоне сочленения Усть-Тымской впадины с Парабельским мегавалом развит второй подтип разреза. Нижневасюганская подсвита формировалась в обстановках авандельты (продельты и фронта дельты). В верхневасюганской подсвите формирование межугольной пачки связано с аллювиальным комплексом (обстановки русла и пойменной равнины), в меньшей степени – дельтовым (намывной вал, марши). Маломощные подугольная и надугольная пачки образовались в обстановках дельтового комплекса (фронта дельты, субаквального прируслового бара?).

Изученные разрезы наунакской свиты, в отличие от общепринятого мнения о ее существенно континентальном генезисе, в основном представлены переходным (дельтовым) комплексом обстановок, в меньшей степени аллювиальным. Первый подтип разреза (Торцовая площадь) мощностью 48 м представлен исключительно отложениями дельтового комплекса (обстановки маршей, внутридельтового залива, канала промоины и др.). Для второго подтипа разреза (50–67 м) выявлены обстановки дельтового, аллювиального, в единичных случаях прибрежно-морского комплексов.

В переходном от васюганского к абалакскому типу разреза нижневасюганская подсвита имеет достаточно выдержанную мощность (42–44 м) и сложена преимущественно отложениями мелководно-морского генезиса (обстановки дальней зоны, переходной зоны, предфронтальной зоны пляжа). В верхневасюганской подсвите (19–22 м) распространены обстановки пляжа (прибрежно-морской комплекс), меньше – залива (прибрежно-континентальный комплекс), с увеличением роли первых и появлением переходной зоны пляжа мелководно-морского комплекса в западном направлении.

Первый подтип абалакского типа разреза (29–30 м), вскрытый на положительных структурах Юганского Приобья, характеризуется набором обстановок прибрежно-континентального и прибрежно-морского комплексов (лагуна, залив, илистая отмель нижнего пляжа). Второй подтип (42 м), выявленный в Мансийской синеклизе, сложен отложениями, сформировавшимися в обстановках переходной и дальней зон пляжа мелководно-морского комплекса и соответствует классическому описанию абалакского типа разреза.

Автором была предложена следующая модель формирования келловей-оксфордских отложений западной половины Томской области. На начальном этапе формирования во время обширной келловейской трансгрессии на изученной территории отлагались фоновые глинистые илы (нижневасюганская подсвита). Бассейн имел нормальную соленость, что подтверждается геохимическими (содержание бора в аргиллитах составляет 90–110 г/т) и палеонтологическими данными (остатки двустворок, не переносящих опреснения, фораминифер, реже костные остатки рыб и др.). В конце келловейского-начале оксфордского веков с этапом регрессии связано накопление алевроито-песчаного материала на сводах и алевроито-глинистого во впадинах. Каймысовский свод в келловейское время представлял собой группу преимущественно подводных поднятий, часть из которых находилась в относительно мелководной зоне. Содержание бора в глинистых породах составляет 75–100 г/т, что харак-

терно для нормально-морских и солоноватоводных отложений. Ф.Г. Гулари с соавторами [1999], рассматривая северную часть Каймысовского свода, формирование большей части песчаных тел подугольной пачки связывают с донными течениями и зонами их разгрузки, барами и подводными валами. Для Усть-Тымской впадины большую роль в процессе осадко-накопления сыграл Парабельский мегавал, вдоль которого поступал терригенный материал, сносимый реками с юго-восточного обрамления Западно-Сибирской геосинеклизы. Морской бассейн максимально регрессировал во второй половине нижнего-среднего оксфорда (межугольная пачка, наунакская свита). В центральных и особенно юго-восточных частях геосинеклизы многие приподнятые участки морского дна полностью либо частично вышли из-под уровня моря. На Каймысовском своде наиболее крупные поднятия юго-западной части образовали «островные суши» с преимущественно заливно-лагунными условиями, небольшая часть на севере оставалась под водой. По данным Л.С. Черновой с соавторами [2004] накопление крупных песчаных тел на Парабельском мегавале связано с отложениями палеорусел. При трансгрессии моря в верхнем оксфорде основное формирование песчаных тел происходит за счет размыва подстилающих осадков и их переотложения (надугольная пачка, верхняя часть наунакской). На большей части изученной территории в это время господствовали прибрежно-морские обстановки, с увеличением роли мелководно-морских в западном и северо-западном направлениях. Лишь на Парабельском мегавале выявлены отложения, сформировавшиеся в обстановках прибрежно-континентального, дельтового и аллювиального комплексов. Автором отмечены уровни размывов межугольной пачки на территории Каймысовского и Нижневартовского сводов. Н.А. Брылина, Е.А. Гайдебурова, В.А. Конторович, В.А. Топешко, Г.Г. Шемин, Б.Н. Шурыгин и другие исследователи также отмечали в разрезах оксфорда уровни размывов осадков на Каймысовском, Александровском, Сургутском, Нижневартовском сводах и Северо-Сургутской моноклинали.

Ряд авторов [Белозеров и др., 2001] отмечали, что в центральной части Каймысовского свода продолжали существовать континентальные обстановки. Однако, наши исследования, работы Ф.Г. Гулари с соавторами [1999], В.В. Пустыльниковой [2008] и Л.С. Черновой с соавторами [2004] показали, что отложения надугольной пачки на территории Каймысовского свода обладают признаками прибрежно-морского и мелководно-морского генезиса (в них обнаружена многочисленная морская фауна, глауконит, пирит).

Таким образом, в результате комплексного детального седиментологического анализа келловой-оксфордских отложений установлено, что образование васюганской свиты происходило преимущественно в обстановках прибрежно- и мелководно-морского комплексов. Формирование изученных разрезов наунакской свиты, в отличие от общепринятого мнения о ее существенно континентальном генезисе, в основном связано с дельтовым, в меньшей степени аллювиальным, в верхней части разреза – прибрежно-морскими комплексами обстановок.

### Литература

Белозеров В.Б., Иванов И.А., Резяпов Г.И. Верхнеюрские дельты Западной Сибири // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 11-12. С. 1888–1896.

Гулари Ф.Г., Кроль Л.А., Лаптева Е.Ю. и др. Моделирование условий формирования коллекторов васюганской свиты Каймысовского свода на основе литологического и электрометрического методов исследований // Нефтегазовая геология на рубеже веков. Т. 2. СПб.: 1999. С. 222–227.

Пустыльникова В.В. Литолого-фациальный анализ и прогноз коллекторов нефти и газа в Верхнеюрском комплексе зоны сочленения Средневазюганского мегавала, Александровского свода и Усть-Тымской впадины. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: СНИИГиМС, 2008. 20 с.

Чернова Л.С., Иванова Н.А., Пустыльникова В.В. и др. Литологические особенности и терригенно-минералогические коррелятивы верхнеюрских нефтегазоносных пластов с целью реконструкции условий их формирования // Материалы Седьмой научно-практической конференции. Ханты-Мансийск: 2004. С. 213–220.

## ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ФЛЮИДОУПОРОВ НА ТЕРРИТОРИИ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

**Вахнин М.Г.**

*Институт геологии Коми научного центра УрО РАН, oilkominc@mail.ru*

При формировании залежей углеводородов большое значение имеет способность вышележащих пород удерживать и не пропускать углеводороды, обладать флюидоупорными характеристиками. Анализ литологических свойств и морфологии таких пород, особенностей распространения по территории провинции и отдельным нефтегазоносным комплексам позволяет прогнозировать пути миграции углеводородов и возможные зоны нефтегазонакопления.

Экранирующие свойства флюидоупоров (покрышек) определяются комплексом параметров: литологических, структурных, тектонических, гидрогеологических и др. В Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (ТП НГП) существуют региональные, субрегиональные, зональные и локальные флюидоупоры распространенные в различных НГК и разнообразные по литологическому составу. В рамках ТП НГП, имеющей сложное геологическое строение, прослеживается региональный флюидоупор, сложенный аргиллитами тиманского и саргаевского горизонтов франского яруса, и покрышки, сложенные глинисто-галогенными породами кунгура. Также распространены субрегиональные, локальные и зональные флюидоупоры.

Для каждого нефтегазоносного комплекса характерны различные покрышки, например, для рифейских отложений на Тиманском поднятии в качестве зонального флюидоупора может служить кора выветривания рифейских сланцев, мощность которой достигает десятков метров, и глинистые тимано-саргаевские отложения верхнего девона в местах, где они ложатся на рифейские отложения. Здесь преобладает ритмичное строение рифейских толщ, вследствие чего имеет место чередование более проницаемых и экранирующих горизонтов [Щепелина, 2009]. В среднеордовикско-нижнедевонском НГК на севере ТП НГП в качестве зонального флюидоупора можно рассматривать сульфато-карбонатную толщу верхнего ордовика и глинистые отложения нижнего девона. В среднедевонском-нижне-среднефранском НГК распространена региональная тимано-саргаевская покрышка. На восточном склоне Большеземельского палеоподнятия в зоне выклинивания нижнедевонской карбонатной толщи выявлены ловушки различного типа, экранированные нижнефранскими глинистыми породами. Здесь расположены два крупных месторождения им. Р. Требса и им. А. Титова. В доманико-турнейском НГК зональным флюидоупором являются глинистые толщи нижнего-среднего визе. В средневизейско-нижнепермском НГК региональной покрышкой служат кунгурские породы, представленные глинистыми толщами с прослоями песчаников. В районе Предуральяского прогиба, в Верхнепечорской впадине покрышками являются сульфаты кунгурского яруса. Локальными покрышками могут быть также сульфатные образования серпуховского яруса и глины верейского горизонта московского яруса. В нижнепермском НГК распространены флюидоупоры в отложениях верхней перми, содержащие глины с прослоями песчаников. Уфимско-верхнепермский НГК представлен локальными покрышками. На шельфе расположено Северо-Гуляевское нефтегазовое месторождение, которое находится в пределах Гуляевского вала, 50 км западнее Приразломного месторождения. В нефтяной залежи в терригенных отложениях верхней перми флюидоупором служит мощная толща нижнетриасовых аргиллитов. Вторая залежь, газоконденсатная, расположена в нижней перми, и ее экранирует толща артинско-кунгурских аргиллитов, мощностью доходящая до 200 м. В триасовом НГК флюидоупорами являются глинистые породы верхней юры [Прищепа и др., 2011]. Некоторые типы флюидоупоров ограничены по отдельным площадям, так, область распространения кыновско-сарга-



евской покрывки включает центральную и северную части Лайского вала, Ярейскую и Харьгинскую площади Колвинского мегавала и северную часть Печоро-Кожвинского мегавала.

Если покрывка нарушена разломами, то это может привести к повышению этажа нефтегазоносности, при этом степень проникновения разломов в осадочный чехол влияет на характер размещения скоплений УВ как по разрезу, так и в плане. Здесь основную роль играют структурообразующие и неотектонически активные глубинные разломы [Шаблинская, 1982]. Активные на новейшем этапе разломы повышают проницаемость осадочного чехла. В местах пересечения допалеозойской и новейших систем разломов приурочены крупные месторождения, такие, как Усинское, Возейское, Лаявожское, Вуктыльское и др. Они имеют, как правило, несколько этажей нефтегазоносности [Улыбин, Трунов, 1992]. На Баяндырской площади выделена ловушка, образованная в то время, когда в результате тектонических деформаций сформировалась зона трещиноватости в разделенной разломом непроницаемой доломитовой толще. Данная зона может быть ловушкой для углеводородов, а сама толща пород является непроницаемой и служит сохранности залежи [Чертенков и др., 2010].

Свойства флюидопоров определяются их литологическим составом и структурой порового пространства. На территории ТП НГП распространены глинистые, карбонатные, глинисто-карбонатные, сульфатные, галогенные и другие смешанные типы флюидопоров. Качество глинистых флюидопоров во многом определяется составом глинистых минералов. Так, например, породами, служащими флюидопором для нефтяных залежей среднего девона Колвинского мегавала, являются аргилитоподобные глины кыновского и саргаевского горизонтов верхнего девона мощностью от 23 до 103 м. В составе глин преобладает гидрослюда, а также присутствует каолинит и монтмориллонит [Пименов, 1978].

Изучение микропоровой структуры низкопроницаемых пород позволяет более точно оценивать их экранирующие свойства. Отмечается прямая зависимость между медианным диаметром пор и проницаемостью пород. Резкий скачок в сторону уменьшения проницаемости при увеличении пор диаметром менее 2 мкм связан с тем, что в этих порах, как правило, находится вода, прочно связанная со стенками пор [Тимонина, Вахнин, 1992]. Так, входящие в состав распространенных покрывок ТП НГП глинистые породы имеют поры, относящиеся к разряду субкапиллярных, с размерами пор меньше 5 мкм. При этом распределение пор в основном находится в диапазоне 0.1–0.05 мкм, что свидетельствует о данных породах, как хороших флюидопорах.

Литологический состав и распределение флюидопоров по разрезу и площади оказывает существенное влияние на характер и масштабы нефтегазоносности провинции. Характер распределения флюидопоров по нефтегазоносным комплексам определяют масштабы нефтегазоносности осадочного чехла, а изучение порового пространства позволяет определить качество покрывок и возможность расположения в данном районе скоплений углеводородов.

*Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН (проект № 15-18-5-21).*

### Литература

Пименов Б.А. Экранирующие свойства нижнефранской покрывки юга Колвинского мегавала // Тектоника и нефтегазоносность Тимано-Печорской провинции и ее структурных обрамлений. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 1978. С. 41–46.

Прищепа О.М., Богадский В.И., Макаревич В.Н., и др. Новые представления о тектоническом и нефтегазогеологическом районировании Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т. 6. № 4. [http://www.ngtp.ru/rub/4/40\\_2011.pdf](http://www.ngtp.ru/rub/4/40_2011.pdf).

Тимонина Н.Н., Вахнин М.Г. Морфология и генезис порового пространства нижнетриасовых песчаников // Природные резервуары Печорского нефтегазоносного бассейна. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 1992. С. 70–80.

Улыбин О.А., Трунов В.П. Роль разломов в формировании скоплений УВ и сопутствующих им зон АВПД (на примере Тимано-Печорской и Западно-Сибирской плит) // Геология нефти и газа. 1992. № 11. <http://www.geolib.ru/OilGasGeo/1992/11/Stat/stat09.html>

Чертенков М.В., Алабушин А.А., Касимов А.Н. и др. Выделение зон трещиноватости, закономерности распространения и изменчивости трещинных коллекторов в плотных карбонатах (на примере Баяндырской площади, Печоро-Колвинской НГО) // «Геомодель -2010». Геленжик: 2010, CD-disk C. 227–227.

Шаблинская Н.В. Разломная тектоника Западно-Сибирской и Тимано-Печорской плит и вопросы нефтегазоносности палеозоя. Л.: Недра, 1982. 155 с.

Щепелина Т.Н. Перспективы нефтегазоносности рифейских пород фундамента Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2009. № 4. [http://www.ngtp.ru/4/6\\_2009.pdf](http://www.ngtp.ru/4/6_2009.pdf).

## **БЕНТОСНЫЕ КАРБОНАТНЫЕ ФАБРИКИ ФАМЕНА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА ПЛАСТОВ-КОЛЛЕКТОРОВ**

**Вилесов А.П.**

*ООО «Тюменский нефтяной научный центр», [apvilesov@rosneft.ru](mailto:apvilesov@rosneft.ru)*

Понятие «карбонатная фабрика» введено в седиментологию М. Такером и П. Райтом [Tucker, Wright, 1990]. В. Шлагер [Schlager, 2000, 2003], анализируя основные способы осаждения карбонатного материала в геологическом масштабе, выделил три типа бентосных карбонатных фабрики (или системы): 1) тропическая мелководная фабрика, для которой характерно доминирование биотически контролируемого скелетного производства карбонатного осадка (прежде всего, фотоавтотрофных организмов) и относительно высокое содержание абиогенных карбонатных зерен; 2) прохладноводная фабрика, для которой характерно преобладание скелетных зерен гетеротрофных организмов; 3) иловохолмная фабрика с ведущей ролью биотически индуцированного карбонатного микритового материала, осаждение которого вызвано преимущественно жизнедеятельностью донных микроорганизмов. Позднее Л. Поумэр и П. Хэллок [Pomar, Hallock, 2008] предложили переименовать иловохолмную карбонатную фабрику в автомикритовую. Развитие того или иного типа карбонатной бентосной фабрики обусловлено сложным взаимодействием комплекса абиотических и биотических факторов. Как отмечал В. Шлагер [Schlager, 2003], «подобно фациальным моделям, тип карбонатной фабрики связывает процессы седиментации с основными абиотическими факторами и обуславливает структуру осадка». Диагностика типа карбонатной фабрики дает в руки поисковой нефтяной геологии важный прогностический инструмент.

При седиментологическом анализе карбонатной толщи фаменского яруса южной части Волго-Уральской нефтегазоносной провинции (ВУНГП) нами установлен один из примеров масштабной смены одного типа бентосной карбонатной фабрики на другой. Материалом для исследований послужил керн поисково-разведочных скважин, пробуренных в районе восточной части Бобровско-Покровского вала (Оренбургская область). Палеогеографически этот район соответствует южной бортовой и забортной зоне Муханово-Ероховской внутришельфовой впадины Камско-Кинельской системы [Лозин, 2002]. Фаменский ярус на изученном участке сложен карбонатными, реже глинисто-карбонатными породами и имеет общую толщину более 400 м. В фаменской толще на нефтяных месторождениях района исследований выделяются региональные продуктивные пласты – Зл1, Зл2, Дф1 и Дф2.

Благодаря хорошему качеству нового кернового материала в разрезе фамена удалось проследить разнопорядковые седиментационные последовательности и выделить событийные уровни различного масштаба. Один из значимых установленных событийных уровней приурочен к границе среднего и верхнего фамена. В изученных разрезах на этой границе фиксируется субаэральный перерыв и смена среднефаменских микробиальных карбонатов на верхнефаменские биокластовые и разнозернистые известняки. Фактически, на рубеже среднего и позднего фамена произошла смена доминирования бентосной автомикритовой фабрики карбонатов на тропическую мелководную. Ниже границы подъярусов установлены интенсивные проявления подповерхностного карста, подтверждающие позднеплавское эвстатическое снижение относительного уровня моря (ОУМ).

Образование среднефаменских отложений происходило в фациальных обстановках открытого и в различной степени изолированного мелководья эпиконтинентальной карбонатной платформы. Породы подъяруса представлены известняками, реже вторичными доломитами; в нижней части подъяруса выделены глинистые известняки и доломиты. По результатам исследований в интервале среднефаменских отложений выделены следующие фациальные комплексы: 1) мелководная сублитораль открытой платформы; 2) микробиальные биогермы открытой платформы; 3) отмели открытой карбонатной платформы; 4) мелководная сублитораль изолированного шельфа (шельфовая лагуна); 5) приливно-отливные равнины; 6) фации подповерхностного и поверхностного карста.

Оптуховско-плавский интервал среднего фамена характеризуется относительно высоким положением ОУМ и активным развитием в зоне мелководного шельфа многочисленных микробиальных биогермов. По керну скважин зафиксированы как массивные породы биогермов (микробиальные баундстоуны), так и слоистые известняки межбиогермных промежутков (биокластово-пелоидные пакстоуны с прослоями микробиалитов).

В разрезе среднего фамена прослеживаются циклиты высокого порядка со следующей типовой последовательностью пород (снизу вверх): микробиальные баундстоуны → разнозернистые грейнстоуны → пелоидные пакстоуны-вакстоуны → фенестровые вакстоуны/мадстоуны → микробиальные ламиниты (байндстоуны). Такой порядок характерен для участков развития микробиальных биогермов. В межбиогермных промежутках последовательность следующая: вакстоуны/флаутстоуны → биокластово-пелоидные пакстоуны → фенестровые вакстоуны/мадстоуны → микробиальные ламиниты (байндстоуны). Таким образом, в строении циклитов высокого порядка наблюдается фациальная дифференциация и четкая регрессивная направленность. В разрезе среднего фамена наибольшие толщины связаны с породами микробиального генезиса – баундстоунами и байндстоунами. В фенестровых вакстоунах/мадстоунах лагуны так же наблюдаются разнообразные микробиальные структуры и реликты микробиальных структур. В зернистых известняках (пакстоунах и грейнстоунах) доминирующими типами зерен являются аллохемы микробиального генезиса – пелоиды, онкоиды, литокласты микробиалитов. Можно констатировать, что биотически индуцированная седиментация микритового карбонатного осадка сообществами цианобактериальных матов являлась ведущим способом карбонатонакопления в среднефаменское время. В среднефаменских известняках скелетные остатки кораллов и строматопороидей встречаются редко.

Так как ни одна из скважин не представляет полный разрез среднего фамена, невозможно оценить полную толщину микробиальных биогермов, развитых в среднефаменской части разреза. Отдельные пачки микробиальных баундстоунов, входящие в разрез циклитов высокого порядка, достигают толщины 4–6 м. Наблюдается унаследованное возобновление биогермообразования в нижней части вышележащего циклита. Среднефаменские микробиальные постройки располагаются на относительно выровненной поверхности лебедянских отложений. По данным сейсморазведки 3Д они формируют свой структурный план, который прослеживается по вышележащим отражающим горизонтам верхнего фамена и турне, но может не проявляться по подстилающим отложениям нижнего фамена.

В интервале оптуховско-плавской толщи нет пород, способных выполнять роль флюидоупора. Микробиалиты баундстоунов и байндстоунов представляют собой сложные типы коллекторов – кавернозные, трещиноватые и трещиновато-кавернозные, – которые по материалам ГИС нередко относят к плотным породам (в частности, раздел между пластами Зл2 и Дф1). Каверны, как правило, развиваются унаследовано по разнообразным фенестрам. Отдельные каверны связаны между собой через микрокристаллическую матрицу (изолированные каверны) или извилистыми каверновыми каналами и микротрещинами (связанные каверны). Для приливно-отливных микробиальных байндстоунов характерна неравномерная микротрещиноватость, которая формируется по субгоризонтальной системе разнозубчатых стилолитов. Пачки отмельных разнозернистых грейнстоунов, мощность которых в разрезе существенно уступает толщине микробиалитов, формируют интервалы коллекторов с межзерновой пористостью. При выщелачивании отдельных зерен коллекторы могут переходить в каверново-поровые с системой каверн, связанных поровыми каналами. Слабопористыми коллекторами могут быть и пелоидные пакстоуны с тонкой системой межзерновых пор.

К кровле среднего фамена приурочен стратиграфический перерыв, представленный в разрезах в виде эродированной поверхности. О масштабах перерыва можно судить по проявлениям подповерхностного карста. В частности, в скважинах Восточно-Толкаевской площади в 30 м ниже поверхности перерыва прослежена протяженная палеокарстовая зона с субвертикальными полостями изменчивой ширины и выполняющими их карбонатными брекчиями. Можно предположить, что палеокарстовые системы трещин в толще среднего фамена формируют субвертикальные проницаемые зоны между пластами Зл2 и Дф1.

В разрезах скважин на уровне границы среднего и верхнего фамена исчезают массивные микробиалиты. Как уже отмечалось, можно говорить о смене мелководной автотрофной фабрики карбонатов на мелководную тропическую зернистую. В верхнефаменском подъярусе массивные микробиалиты ни в одной из скважин не установлены. В кровле отдельных циклитов высокого порядка изредка встречаются маломощные приливно-отливные микробиальные ламиниты.

Породы верхнего фамена представлены известняками; в базальной части парасикквенсов встречаются маломощные прослои известковых аргиллитов и глинистых известняков толщиной до 20–40 см. Образование верхнефаменских отложений происходило в условиях сублиторали открытого эпиконтинентального шельфа и отмелей краевой зоны внутришельфовой впадины. По результатам седиментологического анализа в интервале верхнефаменских отложений выделены следующие фации: 1) относительно глубокая сублитораль; 2) мелководная сублитораль со спокойной придонной гидродинамикой; 3) мелководная сублитораль с активной придонной гидродинамикой; 4) кораллово-строматопоровые калиптры; 5) отмель. Карбонатные зерна в породах со значительной долей микритового материала представлены разнообразными биокластами, целыми скелетами и пелоидами. В структурных типах известняков с незначительной долей микрита зерна представлены разнообразными биокластами, целыми и поврежденными скелетами, кортоидами, ооидами, пелоидами.

Известняки верхнего фамена (заволжского надгоризонта) имеют наиболее выраженное циклическое строение. Циклиты разного порядка хорошо прослеживаются на значительной площади, что обусловлено их формированием в однообразных условиях открытого мелководного шельфа. Все циклиты имеют следующую последовательность пород (снизу вверх): мадстоуны-вакстоуны относительно глубокой сублиторали → вакстоуны/флаутстоуны мелководной сублиторали с относительно спокойной гидродинамикой → пакстоуны мелководной сублиторали с активной гидродинамикой → пакстоуны-грейнстоуны мелководной сублиторали с активной гидродинамикой → грейнстоуны/рудстоуны отмелей. В породах наблюдаются разнообразные кораллы (ругозы, табуляты) и строматопороидеи. Однако, каркасные постройки в разрезе редкие и мелкие, представлены кораллово-строматопоровыми калиптрами толщиной до 1 м, которые не имеют структурообразующего значения.

Коллекторы в пластах Зл1 и Зл2 поровые, нередко со сложным распределением пористости (пятнистая пористость), приурочены к пачкам грейнстоунов, рудстоунов-грейн-

стоунов и пакстоунов-грейнстоунов отмелей и мелководной сублиторали с активной гидродинамикой. Флюидораздел между пластами Зл1 и Зл2 приурочен к плотным известнякам глубокой и мелкой сублиторали (хованская трансгрессия). Флюидоупор над пластом Зл1 представляет собой плотные известняки (вакстоуны/флаутстоуны) мелководной сублиторали со спокойной придонной гидродинамикой, ограниченной от Муханово-Ероховской внутришельфовой впадины барьерными отмелями карбонатных песков. В направлении к бортовой зоне Муханово-Ероховской впадины эта пачка пород полностью замещается биокластовыми отмельными рудстоунами-грейнстоунами. Именно поэтому в бортовой зоне Камско-Кинельской системы впадин пласты Зл1 и Зл2 не являются продуктивными, т.к. не имеют флюидоупоров.

Установленная смена бентосной автомикритовой фабрики карбонатов на бентосную тропическую мелководную на рубеже среднего и позднего фамена в южной части ВУНГП еще требует своего объяснения. Возможно, что одним из факторов таких изменений в бентосных карбонатных седиментационных системах было снижение температуры морских вод, доказанное на материалах из различных регионов [Joachimski et al., 2009].

### Литература

Лозин Е.В. Глубинное строение и нефтегазоносность Волго-Уральской области и смежных территорий // Литосфера. 2002. № 3. С. 46–68.

Joachimski M.M., Breisig S., Buggisch W., Talent J.A., Mawson R., Gereke M., Morrow J.R., Day J., Weddige K. Devonian climate and reef evolution: Insights from oxygen isotopes in apatite // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. V. 284. P. 599–609.

Pomar L., Hallock P. Carbonate factories: A conundrum in sedimentary geology // Earth-Science Rev. 2008. V. 87. P. 134–169.

Schlager W. Sedimentation rates and growth potential of tropical, cool water and mud mound carbonate factories // Carbonate Platform Systems: Components and Interactions. Insalaco E., Skelton P.W., Palmer T.J. (Eds). London: Geol. Soc., 2000. Spec. Publ. V. 178. P. 217–227.

Schlager W. Benthic carbonate factories of the Phanerozoic // Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch). 2003. V. 92. P. 445–464.

Tucker M., Wright P. Carbonate sedimentology. Oxford: Blackwell science, 1990. 496 p.

## ОЦЕНКА ВОЗРАСТА ФОРМИРОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОРОГОВСКОЙ СЕРИИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНОЙ СТРАТИГРАФИИ

Вишневская И.А.<sup>1,2</sup>, Летникова Е.Ф.<sup>1</sup>, Ветрова Н.И.<sup>1</sup>, Солошенко Н.Г.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии СО РАН, [vishia@igm.nsc.ru](mailto:vishia@igm.nsc.ru)

<sup>2</sup>Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

<sup>3</sup>Институт геологии и геохимии УрО РАН

Енисейский кряж является одной из ключевых структур в изучении позднедокембрийской истории развития Сибирской платформы. В это время в осадочных бассейнах шельфа указанного континентального блока активно протекали процессы осадконакопления. В результате осадочная летопись Енисейского кряжа насчитывает сотни миллионов лет, которые представлены мощными толщами терригенных и карбонатных пород, накапливающихся в мелководных и субаэральных обстановках континентальной окраины. В данной работе наше внимание сконцентрировано на изучение карбонатных пород вороговской свиты (нижнее течение р. Вороговка, северо-западная часть Енисейского кряжа) с целью определения возрастного интервала процессов седиментации указанных отложений. Это связано с тем, что до сих пор нет единой точки зрения на время формирования этих пород – от рифея до венда.

Решить данную задачу можно при изучении изотопных характеристик осадочных карбонатов. Так, метод изотопной (Sr, C) стратиграфии основывается на изучении вековых вариаций изотопного состава Sr и C в воде палеоокеанов. Хемогенные минералы, отлагавшиеся в равновесии с окружающей средой, «записывают» в своей кристаллической решетке изотопный состав воды среды седиментации. В каждый момент времени изотопный состав воды Мирового океана единообразен и, в тоже время, изменяется в течение геологической истории. Сопоставление изотопных характеристик изучаемых карбонатных пород с разрезами, имеющими геохронологическую привязку, позволяет установить возрастной интервал их формирования. Отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в карбонатах фиксирует долгопериодичные флуктуации, связанные с тектоническими перестройками и глобальными климатическими событиями. В то время как значение  $\delta^{13}\text{C}$  зависит от большего количества факторов и подвергается более частому изменению. Следовательно, благодаря применению этих двух изотопных систем можно значительно сузить временной интервал накопления осадочных толщ. Известно, что отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в океане в позднем рифее было ниже 0.7075, а значение  $\delta^{13}\text{C}$  варьировало в положительной области в районе +5...+7‰. В вендское время значение  $\delta^{13}\text{C}$  уменьшалось, а отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  наоборот росло и достигло 0.709 на границе венда-кембрия.

Исследование карбонатных пород северо-запада Енисейского кряжа проводилось в береговых обнажениях р. Вороговка (правый приток р. Енисей). Именно здесь выходят на поверхность породы (снизу вверх) северореченской, мутнинской и сухореченской свит вороговской серии. В основании североречинской свиты наблюдается горизонт конгломератов, где в обломках преобладают белый кварц и черные мелкозернистые карбонатные породы. В песчаном матриксе отмечается значительное количество слюды. Выше по разрезу уменьшается размерность обломков, и залегают пачки серых песчаников. Затем в средней части разреза преобладают битуминозные алевропелиты, на которых залегают массивные черные известняки, часто битуминозные. Выше начинается разрез мутнинской свиты, в основании которой находятся пачка полимиктовых песчаников. Стоит отметить большое количество слюды в обломках этих песчаников, не типичное для осадочных пород. Выше по разрезу прослеживаются горизонты серых слоистых известняков. Сухоречинская свита представлена в большей степени карбонатными отложениями с горизонтами песчаников и алевролитов. Для изотопных исследований отобраны образцы карбонатных пород из нижней – северореченской, части разреза вороговской серии и верхней – сухореченской.

В результате изучения распределения основных и примесных элементов установлено, что карбонатные породы сухореченской и северореченской свит сложены практически чистыми известняками ( $\text{Mg}/\text{Ca} < 0.3$ ) с небольшой долей терригенной примеси (8–9.5%), представленной кварцем, слюдой и глинистыми минералами. Содержание Mn в породах указанных литостратиграфических подразделений колеблется в широких пределах от 80 до 1160 г/т без явной зависимости от содержания терригенной примеси. Количество Fe в пробах достаточно высоко, но в северореченских известняках в целом ниже (~5500 г/т), чем в сухореченских (~7600 г/т). При этом для образцов сухореченской свиты замечена явная корреляция количества железа от доли терригенной примеси в отличие от северореченских. Содержание Sr варьирует от 800 до 3780 г/т для северореченской свиты и от 60 до 2820 г/т для пород сухореченской свиты. Значение  $\delta^{18}\text{O}$  варьирует в пределах 25–27‰, что указывает на минимальную степень преобразования С-О изотопной системы.

Проведенные исследования изотопного состава стронция наименее измененных известняков с минимальным содержанием терригенной составляющей сухореченской и северореченской свит показали идентичные характеристики. Изотопный состав стронция в северореченских известняках варьирует от 0.70816 до 0.70828. Отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в известняках расположенной выше по разрезу сухореченской свиты изменяется от 0.70813 до 0.70823. Однако значение изотопного состава углерода этих двух свит отличается: значение  $\delta^{13}\text{C}$  для северореченских карбонатных пород варьирует около нуля, как в положительной, так и в отрицательной области (–0.23...+0.15‰). В то время как изотопный состав углерода карбонатных пород сухореченской свиты находится в интервале +1.20...+1.76‰.

Очевидно, что полученные изотопные характеристики отличаются от таковых в рифейском океане. Сопоставление стронциевых изотопных данных с кривой вариации изотопного состава стронция в воде древнего океана показало, что породы вороговской серии накапливались в венде. Карбонатные породы со значением  $\delta^{13}\text{C}$  накапливались в раннем венде и это позволяет нам определить временной интервал формирования вороговской серии как 600–550 млн лет. Карбонатные породы с аналогичными изотопными характеристиками известны в разрезах Кузнецкого Алатау (енисейская серия), в пределах Тувино-Монгольского блока (боксонская серия), кратона Калахари (комплекс Цумеб), Южно-китайской платформы (свиты Даушаньто).

Таким образом, наши исследования показали неправомочность отнесения вороговской серии к рифею. Формирование указанных отложений происходило в венде.

*Работа выполнена в рамках государственного задания и при финансовой поддержке РФФИ (гранты 15-05-05095, 16-35-00081).*

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА, ОТОБРАННОГО НА РАЗНЫХ ГЛУБИНАХ ВОДНОЙ ТОЛЩИ ЮЖНОГО БАЙКАЛА с 1999 по 2001 годы

Вологина Е.Г.<sup>1</sup>, Штурм М.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт земной коры СО РАН, [vologina@crust.irk.ru](mailto:vologina@crust.irk.ru)

<sup>2</sup>Швейцарский федеральный институт науки и технологии окружающей среды,  
[sturm@eawag.ch](mailto:sturm@eawag.ch)

Для исследования процессов современного осадконакопления в Байкале была установлена притоленная буйковая станция в Южной котловине озера. Координаты станции – 51°46.076' с.ш., 104°24.948' в.д.; глубина озера в точке исследования – 1366 м. Отбор осадочного вещества осуществлялся с помощью седиментационных ловушек, каждая из которых представляла собой два цилиндрических стакана и была размещена на тросе на разных глубинах водной толщи. Всего на буйковой станции было установлено 15 ловушек. Отбор проб проводился почти непрерывно в течение двух лет – с 11 марта 1999 г. по 6 марта 2000 г. и с 8 марта 2000 по 8 марта 2001 г.

Отобранный материал был высушен посредством вымораживания и взвешен. Качественный состав взвеси определялся на световом микроскопе марки SK14 (увеличение  $\times 100$ ). В каждой пробе измерены содержания биогенного кремнезема ( $\text{SiO}_{2\text{биог}}$ ), органического углерода ( $\text{C}_{\text{орг}}$ ) и общего азота ( $\text{N}_{\text{общ}}$ ). Рассчитаны общий поток осадочного вещества и потоки биогенных компонентов на 1 м<sup>2</sup> на разных глубинах водной толщи в год.

Просмотр сфер-слайдов показал, что осадочный материал представлен створками диатомовых водорослей видов родов *Aulacoseira*, *Cyclotella* и *Synedra*; незначительной примесью пелита, единичными минеральными зёрнами алевритовой размерности и частицами пыльцы; в некоторых пробах присутствуют остатки гамарусов. Таким образом, основная часть осадочной взвеси представлена створками диатомей.

Поток осадочного вещества в седиментационных ловушках, установленных с 11 марта 1999 г. по 6 марта 2000 г., изменяется от 73.7 до 145.9 г/м<sup>2</sup>/год и в среднем составляет 121.1 г/м<sup>2</sup>/год. При этом максимальное значение потока соответствует самой нижней ловушке, установленной на глубине 1362 м. Скорее всего, это связано с взмучиванием уже отложенного на дне озера осадка. В период с 8 марта 2000 по 8 марта 2001 г. поток вещества значительно выше, чем в предыдущий год. Он варьирует от 126.3 до 229.6 г/м<sup>2</sup>/год и в среднем равен 160.6 г/м<sup>2</sup>/год. В целом аналогичная картина наблюдается и для потоков биогенного кремнезема, органического углерода и общего азота. Поток  $\text{SiO}_{2\text{биог}}$  варьирует от

46.26 до 108.5 г/м<sup>2</sup>/год в период с 11 марта 1999 г. по 6 марта 2000 г. и от 64.4 до 115.06 г/м<sup>2</sup>/год в период с 8 марта 2000 по 8 марта 2001 г. Потоки  $C_{\text{орг}}$  и  $N_{\text{общ}}$  изменяются от 3.54 до 6.69 г/м<sup>2</sup>/год при средней величине 5.24 г/м<sup>2</sup>/год и от 0.32 до 0.63 г/м<sup>2</sup>/год при средней величине 0.5 г/м<sup>2</sup>/год соответственно в период с 11 марта 1999 г. по 6 марта 2000 г. С 8 марта 2000 по 8 марта 2001 г. потоки  $C_{\text{орг}}$  и  $N_{\text{общ}}$  варьируют от 7.97 до 23.75 г/м<sup>2</sup>/год при средней величине 12.98 г/м<sup>2</sup>/год и от 1.02 до 1.75 г/м<sup>2</sup>/год при средней величине 1.27 г/м<sup>2</sup>/год соответственно. Таким образом, общий поток осадочного вещества в седиментационных ловушках определяется, главным образом потоком  $\text{SiO}_{2\text{биог}}$  в меньшей степени –  $C_{\text{орг}}$ , незначительная доля приходится на  $N_{\text{общ}}$ .

Известно, что основная доля биогенного кремнезема в Байкале содержится в скелетах диатомовых водорослей, численность и биомасса которых характеризуются резкими межгодовыми и сезонными колебаниями [Поповская, 1977]. Существует уникальное явление увеличения биомассы диатомовых водорослей в так называемые «мелозирные годы», когда происходит значительный всплеск урожайности видов рода *Melosira* (в настоящее время переименован в род *Aulacoseira*) [Кожова, 1961; Евстафьев и др., 2010]. Обнаружена определенная цикличность в повторении «мелозирных лет», которая с высокой долей вероятности связана с ритмами солнечной активности [Bondarenko, Evstafyev, 2006]. Согласно опубликованным данным 2000 г. относился к «мелозирным годам» [Евстафьев и др., 2010]. Этим, очевидно, и объясняются повышенные значения потоков осадочного вещества и биогенных элементов в Южной котловине Байкала в период с 8 марта 2000 по 8 марта 2001 г. В процессе современного осадкообразования в Байкале преобладающее значение имеет биогенный материал (главным образом створки диатомей).

#### Литература

Евстафьев В.К., Бондаренко Н.А., Мельник Н.Г. Анализ многолетней динамики основных звеньев трофической цепи в пелагиали озера Байкал // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Биология. Экология». 2010. Т. 3. № 1. С. 3–11.

Кожова О.М. О периодических изменениях в развитии фитопланктона озера Байкал // Тр. Всесоюз. гидробиол. о-ва. 1961. Т. 11. С. 28–43.

Поповская Г.И. Динамика фитопланктона пелагиали // Биологическая продуктивность пелагиали Байкала и ее изменчивость. Новосибирск: Наука, 1977. С. 5–39.

Bondarenko N.A., Evstafyev V.K. Eleven- and ten-year basic cycles of Lake Baikal spring phytoplankton conformed to solar activity cycles // Hydrobiologia. 2006. V. 568. P. 19–24.

## ОСОБЕННОСТИ ОЗЕРНОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА В ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ПРИХАНКАЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Воскресенская Т.Н., Глушанкова Н.И.

Московский государственный университет, ni.glushankova@mail.ru

Озера в позднем кайнозое были характерными элементами ландшафтов многих тектонических депрессий юга Дальнего Востока. Озерным осадкам принадлежит значительная роль в строении выполняющих впадины кайнозойских осадочных толщ, с которыми, в частности, связаны многочисленные буроугольные месторождения. К концу плиоцена большинство древних озер было спущено. Лишь в Ханкайской депрессии озерный водоем существует до настоящего времени, что является одной из его уникальных особенностей. Географическое положение озера в непосредственной близости от морского побережья представляет интерес для сопоставления событий новейшей истории суши и океана. Исто-



рия возникновения озера, эволюция озерного водоема и окружающих ландшафтов издавна привлекали внимание исследователей. Существует немало публикаций, посвященных этим вопросам. Однако до сих пор не существует единого мнения о времени зарождения Пра-Ханки, о размерах и причинах его трансгрессий и регрессий, о кардинальных перестройках гидрографической сети, принадлежащей бассейну р. Амур. В данной работе основное внимание уделяется результатам изучения литолого-минералогического состава новейших отложений, вскрытых в серии естественных разрезов и буровых скважин, выделенных в качестве опорных. Изучение вещественного состава осадков комплексом палеогеографических методов позволило выделить основные этапы седиментации, установить источники сноса, реконструировать особенности ландшафтно-климатической и тектонической обстановки различных этапов осадконакопления, проследить изменение облика водоемов во времени.

Небольшие разрозненные водоемы в Ханкайской депрессии, вероятно, существовали уже в олигоцене. В миоцене в котловине располагалось большое и глубокое озеро, осадки которого представлены мощной толщей переслаивающихся песков, реже конгломератов, глинистых сланцев, туфогенных пород, диатомитов. Миоценовый возраст осадков установлен на основании диатомовой флоры, остатков высшей растительности [Жузе, 1952]. О характере озера в плиоцене не существует единой точки зрения. Противоречия связаны с тем, что в плиоцене, как и в плейстоцене, в развитии Пра-Ханки имели место как регрессивные, так трансгрессивные стадии. Плиоценовые озерные осадки одной из трансгрессивных стадий мощностью 35 м, изученные в скважине в интервале глубин 54–92 м, пробуренной на южном побережье озера Ханка, представлены зеленовато-серыми алевритами, переслаивающимися с песками, хорошо сортированными, слоистыми, иногда заметно уплотненными. В составе тяжелой фракции доминируют устойчивые к выветриванию минералы. Содержание ильменита достигает 68%, суммарное содержание граната, циркона, турмалина – 20%. Среди источников сноса большую роль играли коры выветривания. Наряду с терригенными минералами, в осадках присутствуют аутигенные пирит и сидерит, типичные для субаквальных обстановок осадконакопления. Сидерит образует кристаллы специфического облика, не отмеченные нигде в более молодых образованиях. В целом это был трансгрессивный этап развития озера, протекавший на фоне относительно стабильного тектонического режима и благоприятных климатических условиях.

Рубеж плиоцена и плейстоцена на территории Приханкайской депрессии ознаменовался существенным изменением палеогеографических условий. Произошло сокращение площади озера, обусловленное как оживлением тектонических подвижек, иногда сопровождавшихся излияниями базальтов, так и похолоданием климата. Изменился характер выветривания пород, снизилась интенсивность их химического преобразования. Вероятно, единого водоема уже не было, однако существовало множество изолированных, иногда эфемерных, озерных бассейнов. В раннем и среднем плейстоцене в Приханкайской депрессии озерное осадконакопление имело место лишь в небольших разрозненных водоемах. Ведущую роль играли процессы аллювиального седиментогенеза. В котловине происходило дальнейшее развитие и трансформация речной сети.

Следующий за продолжительным перерывом этап высокого стояния уровня озера в Приханкайской депрессии имел место в позднем плейстоцене. Во время позднеплейстоценовой трансгрессии уровень озера достиг современного и даже несколько превысил его. Отложениями позднего плейстоцена сложена озерная терраса озера Ханка с относительной высотой 15–20 м, две низкие надпойменные террасы в долинах основных рек. Позднеплейстоценовые озерные осадки, представленные в основном коричневыми алевритами с прослоями песка, залегают на неровной поверхности подстилающих пород, перекрывая их плащом различной мощности. Абсолютный возраст отложений по данным радиоуглеродного анализа составляет от  $26200 \pm 100$  (МГУ-458) до  $37500 \pm 500$  (МГУ-407) лет. Максимальные мощности осадков, достигающие 88 м, наблюдаются в случаях выполнения погребенных речных долин, выработанных в предшествующую эпоху врезания. На основании резуль-

татов изучения наиболее полного разреза, вскрытого скважиной, пробуренной на озерной террасе вблизи устья р. Илистой, охарактеризованы основные палеогеографические этапы развития озера и окружающих ландшафтов. В общих чертах в разрезе выделяются отложения двух крупных потеплений климата, которые нами сопоставляются с казанцевским и каргинским межледниковьями Сибири и двух эпох похолоданий, совпадающих по времени с зырянским и сартанским оледенениями.

К эпохе первого позднплейстоценового потепления, сопоставляемого с казанцевским межледниковьем Сибири, относится толща озерно-аллювиальных осадков, минералогический состав которых заметно отличается от плиоценовых. Наряду с еще довольно высоким содержанием ильменита, в заметных количествах присутствуют эпидот и роговая обманка, не характерные для подстилающих отложений. В эпоху первого значительного похолодания позднего плейстоцена, совпавшим с зырянским оледенением Сибири, происходило накопление толщи осадков мощностью около 10 м. По литологическому составу они резко отличаются от подстилающих. В минералогических спектрах появляются недезинтегрированные обломки пород (до 21%), возрастает содержание эпидота (до 16%), роговой обманки (до 8%), что свидетельствует о перестройках в областях сноса, вызванных тектоническими подвижками, и о снижении интенсивности процессов выветривания, обусловленных похолоданием климата. Изменился и характер бассейна седиментации. Заметное возрастание роли тонких фракций свидетельствует о вытеснении русловых и дельтовых фаций мелководными прибрежно-озерными. Типично промывной режим осадконакопления с хорошей аэрацией временами сменялся застойным.

Второе крупное потепление позднего плейстоцена, сопоставляемое с каргинским, озаменовалось накоплением осадочной толщи мощностью 25 м. Внутри этой толщи отмечается ритмичное чередование этапов осадконакопления, связанных с относительно теплыми и холодными интервалами. Четко выделяются три этапа потеплений и два этапа похолоданий. Во время раннего потепления каргинского межледниковья произошло накопление 3-х метровой толщи алевритов. Размеры озера несколько возросли. С относительно небольшим ранним похолоданием каргинского межледниковья связана аккумуляция 6-метровой пачки тонких озерных осадков. Следующий этап осадконакопления характеризовался значительным потеплением климата. Площадь озера несколько сократилась. В тонких осадках этого этапа присутствуют включения песка, гравия, щебня, а также мелких обломков древесины. В минералогическом составе отмечается появление гиперстена, не отмеченного в подстилающих осадках и связанного с размывом плиоценовых базальтов. Толща переслаивающихся алевритов, глин и песков с базальным горизонтом в основании мощностью 8.5 м накапливалась во время очередной трансгрессии озера, совпадавшей с некоторым похолоданием и значительным увлажнением климата. В заключительную теплую стадию каргинского межледниковья, при довольно высоком стоянии уровня озера, накопилась маломощная (1.5 м) пачка тонких озерных осадков.

Во время второго крупного (наиболее значительного) похолодания позднего плейстоцена, условно сопоставляемое с гыданской стадией сартанского оледенения Сибири, в озере накопилась 16.5 м толща осадков, среди которых выделяются отложения трех холодных и двух теплых интервалов. В начальный период происходила аккумуляция мелководных озерных осадков (5.5 м), представленных алевритами с включением мелких обломков пород. Присутствие неокатанных обломков, наряду с изменением минералогического состава (сокращением доли ильменита при росте содержания роговой обманки и гиперстена), свидетельствуют о перестройках областей сноса, вызванных тектоническими подвижками. Следующий этап осадконакопления (4.0 м) связан с трансгрессией озера, совпадавшей с некоторым потеплением и увлажнением климата. В условиях спокойной динамической обстановки накапливались тонкие фации осадков.

Аккумуляция прибрежных осадков, представленных серыми глинистыми песками (2.8 м), происходила во время регрессии озера, совпадавшей с некоторым похолоданием и уменьшением влажности климата (ранний дриас?). Последующий этап отличался значи-

тельным потеплением и ингрессией озера, во время которого происходила седиментация тонких мелководных осадков (3.7 м). Этот этап можно сопоставить с таймырским потеплением Сибири и аллередом Европы. Во время заключительной холодной стадии позднего плейстоцена (позднего дриаса) в регрессирующем озере отложилась маломощная (0.5 м) пачка алевритов.

Таким образом, в позднем плейстоцене, в условиях высокого положения уровня озера и относительного прогибания озерной ванны, была сформирована мощная почти 90-метровая толща осадков. Палеогеографические условия различных этапов осадконакопления не оставались неизменными. Колебания уровня озера приводили к неоднократной смене трансгрессивных и регрессивных фаз. Чаще всего озеро трансгрессировало в связи с потеплением и увлажнением климата. Однако эта зависимость выдерживалась не всегда. В ряде случаев подъем уровня озера происходил во время влажных, но холодных эпох. «Теплые» и «холодные» трансгрессии отмечались и для других внутриконтинентальных бассейнов [Свиточ, Янина, 1986]. На протяжении большей части голоцена озеро Ханка пребывало в состоянии регрессии, начавшейся еще в аллереде [Короткий, 1989]. Резкое падение уровня (на 6–8 м) вызвало сокращение площади озера. Перерыв в осадконакоплении зафиксирован в колонках донных осадков даже в центральной части акватории, где субатлантические осадки залегают на отложениях аллереда и позднего дриаса. В регрессивные фазы вслед за отступающим озером на приозерную равнину выдвигались речные дельты. В тоже время в верховьях речных долин активизировались процессы врезания, причем в сферу размыва включались свежие горные породы, в том числе базальты. Так, в верховьях р. Илистой у с. Кленовка, в осадках позднеголоценовой террасы отмечаются специфические «бедные» по составу минералогические спектры, в которых гиперстен составляет в среднем 44% (максимально 52%), недезинтегрированные обломки пород 37%, в небольших количествах (до 5%) присутствует вулканическое стекло. С подъемом уровня озера в позднем голоцене связано накопление отложений, слагающих низкую (0.5–1.0 м) озерную террасу.

#### Литература

Жузе А.П. К истории диатомовой флоры озера Ханка // Труды ИГ АН СССР. Вып. 51. М.: Изд-во АН СССР, 1952. С. 226–252.

Короткий А.М. Озеро Ханка // История озер СССР. 1989. Т. 4. Л.: Наука. С. 224–254.

Свиточ А.А., Янина Т.А. «Холодные» и «теплые» трансгрессии Каспийского моря // Океанология. 1996. Т. 36. № 2. С. 209–304.

## ФОРМИРОВАНИЕ УГЛЕРОДИСТЫХ ТОЛЩ В МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ БАСЕЙНАХ ЮГА РОССИИ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ: ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ И УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ

Гаврилов Ю.О.

Геологический институт РАН, [yugavrilov@gmail.com](mailto:yugavrilov@gmail.com)

В мезозойско-кайнозойских обширных водоемах Юга России и сопредельных областей многократно возникали обстановки, способствовавшие накоплению отложений, обогащенных органическим веществом (ОВ). Причем, эти отложения существенно различаются по таким параметрам, как площадь, на которой они формировались, мощность, время образования, степень их обогащенности  $C_{орг}$ , источники ОВ, наличие или отсутствие в водоеме осадконакопления аноксидных обстановок, глубина бассейна, характер фоновых отложений (терригенные, карбонатные и т.д.), скорость осадконакопления и др. Таким образом, бассейны, в которых происходило образование углеродистых осадков, существенно различались,

но тем не менее процесс аккумуляции в них ОВ успешно реализовывался. Возникает вопрос: какие же основные факторы обуславливали накопление ОВ в различных седиментационных обстановках? Несмотря на то, что существует несколько наиболее значимых факторов, в той или иной степени влиявших на накопление в осадках ОВ, традиционно к основным из них относят: 1) развитие в бассейне осадконакопления аноксидных обстановок, которые предохраняют ОВ от окисления, что способствует накоплению его в осадках; 2) рост биопродуктивности водоема. Первое направление активно развивалось в работах [Архангельский, 1927; Demaison, Moore, 1980 и др.], второе – в публикациях [Страхов, 1937, 1976; Pedersen, Calvert, 1990 и др.]. Нередко сторонники того или иного направления отрицали возможность влияния на накопление углеродистых осадков альтернативных факторов.

Анализ условий осадконакопления углеродистых отложений разного возраста в Крымско-Кавказском регионе позволяет оценить вклад разных факторов в накоплении в осадках ОВ. Здесь можно выделить несколько типов углеродистых осадочных комплексов. Сравнение между собой бассейнов северо-восточного Перитетиса, в которых накапливались углеродистые осадки, показывает, что они существенно различались по длительности существования – от нескольких десятков тысяч лет до нескольких миллионов лет. На основе этого критерия палеобассейны можно подразделить на долгоживущие и короткоживущие. К первым относятся майкопский (олигоцен-ранний миоцен) и кумский (средний эоцен, бартон) бассейны. Наиболее долго (более 15 млн лет) существовал майкопский бассейн, хотя степень аноксии в его водах со временем менялась (иногда уменьшалась вплоть до полного исчезновения). Мощность преимущественно терригенной майкопской толщи – до 1 км и более. Переход от отложений предшествующего оксического белоглинского бассейна (приабон) к преимущественно аноксическому майкопскому сопровождался существенными литолого-геохимическими изменениями. Кумский аноксический бассейн существовал около 2-х млн лет и характеризовался в основном биогенным (карбонатным) типом седиментации. Обстановки дефицита кислорода в обоих водоемах возникли, видимо, вследствие их частичной изоляции от Мирового океана, что привело к ослаблению водной циркуляции, появлению стратификации вод и развитию аноксидных обстановок. Образование этих бассейнов хотя и совпадало по времени с некоторыми глобальными тектоническими и климатическими событиями, но имело ограниченный региональный характер. Аноксия в бассейнах такого типа предохраняла ОВ от окисления, но не способствовала образованию его высоких концентраций (обычно содержание  $C_{орг}$  колеблется в пределах нескольких %, хотя в майкопской толще в некоторых пробах его количество возрастает до 5–8%). Майкопский и кумский бассейны являются примером того, как аноксидные обстановки формировались одновременно с возникновением этих бассейнов и являлись их характерной чертой.

Иначе развивались короткоживущие «аноксидные» бассейны с углеродистым типом осадков, которые возникали в пределах нормально аэрируемых водоемов в результате относительно кратковременной вспышки биопродуктивности органикостенного фитопланктона. Они существовали в течение времени действия факторов, которые обеспечивали цветение фитопланктона, а по завершении их действия накопление обогащенных ОВ осадков прекращалось, и бассейн возвращался к своему прежнему «доаноксидному» состоянию. Следует подчеркнуть, что использование термина «аноксидный» для характеристики бассейнов этого типа – условно, поскольку реальные аноксидные обстановки развивались в них не по всей площади, локально, охватывая не весь столб воды, а преимущественно придонные слои относительно небольшой мощности. Об этом свидетельствуют геохимические данные (невысокие содержания **Mo, Se и других редокс-чувствительных элементов, которые обычно активно накапливаются в осадках бассейнов с сероводородным заражением вод**) [Гаврилов и др., 1997, 2013 и др.].

Литолого-геохимические свидетельства существования таких короткоживущих бассейнов в виде серии сапропелитовых горизонтов (СГ), сложенных обогащенными ОВ отложениями, установлены в разрезах мела-палеогена северо-восточного Перитетиса (Восточный Кавказ). Мощность этих горизонтов невелика – не более 1 м, но прослеживаются

они на огромные расстояния; их можно рассматривать как глобальные или субглобальные образования. По результатам изучения наннопланктона (Е.А. Щербинина) они соответствуют следующим возрастным интервалам: а) верхи апта и нижнего альба, коррелируются с событием ОАЕ1b (Jacob, Paquier, Leenhardt Events); **нижняя часть верхнего альба – ОАЕ1с (Toolebuk Event), верхи альба – событие ОАЕ1d (Breistroffer Event), и, наконец, в верхней части сеномана – вблизи с границей с туроном – событие ОАЕ2 (Bonarelli Event).** На границе палеоцена/эоцена залегает еще один горизонт такого типа – РЕТМ (Paleocene/Eocene Thermal Maximum), **углеродистые отложения которого в пределах северного Перитетиса** протягиваются от Таджикистана до Крыма, а также встречаются в разрезах южного Перитетиса (Египет). Наиболее ярко в разрезах выражены события ОАЕ2 (Бонарелли) и РЕТМ [Гаврилов и др., 1997, 2013]. ОВ в породах СГ обычно образует тонкие слойки, уплощенные линзочки, располагающиеся параллельно напластованию. Преобладает бесструктурное ОВ, соответствующее коллоальгиниту. Для наиболее высокоуглеродистых разновидностей отложений характерны крупный размер коллоальгинитовых выделений и их многочисленность. В породах присутствует также примесь мелкого детрита наземного ОВ в виде черных или темно-бурых обрывков растительных тканей. В подстилающих и перекрывающих углеродистый горизонт отложениях ОВ находится, как правило, в тонкодисперсном состоянии.

Сапропелитовые пласты нередко подстилаются слоем отложений, литологический состав которых указывает на их образование на фоне относительно кратковременного, но существенного падения уровня моря. Эти регрессивные эпизоды в дальнейшем сменялись быстрыми эвстатическими трансгрессиями, которые обуславливали поступление в водоем с затопляемой суши значительных количеств биофильных элементов, что в свою очередь приводило к вспышке биопродуктивности органикостенного фито- и бактериопланктона и накоплению обогащенных ОВ отложений [Гаврилов и др., 1997, 2013 и др.]. Причем колебания уровня моря, вызвавшие регрессию, а затем трансгрессию, в свою очередь осложнялись еще более короткими по продолжительности флуктуациями, обусловившими возникновение отчетливо выраженной цикличности внутри СГ.

Корректность реконструкций условий образования некоторых мезозойско-кайнозойских углеродистых отложений Северного Перитетиса можно оценить, сравнив их с обстановками накопления обогащенных ОВ осадков Черного моря, которое является крупнейшим современным аноксидным бассейном. В его позднечетвертичной истории выделяется несколько этапов, с которыми было связано накопление обогащенных ОВ осадков. В новоевксинское время Черное море представляло собой изолированный от Мирового океана опресненный бассейн, в осадках которого накопления ОВ почти не происходило. В древнечерноморское время – после открытия проливов – наступил период накопления резко обогащенных ОВ осадков, в результате чего образовался сапропелитовый горизонт ( $C_{орг}$  до 20% и более). Н.М. Страхов считал, что начавшие поступать через проливы в Черное море средиземноморские воды были гораздо более минерализованными и тяжелыми по сравнению с черноморскими, которые вследствие этого отеснялись кверху. Глубинные черноморские воды, обогащенные биофильными элементами, попадая в фотическую зону, вызывали резкое увеличение биопродуктивности органикостенного фитопланктона, что привело к накоплению высокоуглеродистых осадков. В дальнейшем, когда запасы биофильных элементов в водной толще были исчерпаны, накопление высокоуглеродистых илов прекратилось. Отметим, что резкий рост биопродуктивности могло дать поступление в водоем биофилов с суши вследствие подъема уровня моря (трансгрессии) и затопления обширных территорий, являющихся ныне северным черноморским шельфом. Подчеркнем, что в Черном море в этот период аноксидные обстановки в водной толще только начинали формироваться и существенного влияния на накопление ОВ они не оказывали. Таким образом, накопление осадков с очень высоким содержанием ОВ было связано, прежде всего, с резким ростом биопродуктивности органикостенного планктона. Древнечерноморские сапропелелевые осадки можно рассматривать как аналоги углеродистых отложений, накапливавшихся во время меловых и раннепалеогеновых «аноксических» событий.

В дальнейшем – уже в современный этап развития Черного моря (3–4 тыс. лет) аноксидные обстановки в водной толще были сформированы в том виде, в каком они существуют ныне. В это время происходило накопление карбонатных кокколитовых илов с меньшими по сравнению с предыдущим этапом содержаниями ОВ, но в то же время достаточно высокими ( $C_{\text{орг}} \sim 2\text{--}4\%$ ). В этом случае на первый план в сохранении и накоплении ОВ выступали аноксидные обстановки в бассейне, которые предохраняли ОВ от окисления, но не способствовали образованию его экстремально высоких концентраций. Близкие условия седиментации существовали в среднеэоценовом кумском бассейне, карбонатные отложения которого являются аналогом современных кокколитовых илов Черного моря.

Таким образом, совокупность условий седиментации и образования углеродистых осадков во время двух этапов в новейшей истории Черного моря – древнечерноморского и современного, можно рассматривать как своего рода актуалистическое подтверждение двух моделей накопления ОВ в палеобассейнах северо-восточного Перитетиса. Таким образом, сравнительный анализ обстановок накопления углеродистых отложений позволяет заключить, что оба фактора – аноксия и биопродуктивность могут влиять на накопление в осадках повышенных количеств ОВ, но а) реализуются они в бассейнах разного типа, б) обуславливают накопление существенно разных количеств ОВ в осадках.

*Исследования выполнены при частичной поддержке РФФИ (грант 15-05-07556) и Программы ОНЗ РАН № 1.*

### Литература

- Архангельский А.Д. Условия образования нефти на Северном Кавказе. М.-Л.: Совет. нефт. пром., 1927. 183 с.
- Гаврилов Ю.О., Кодина Л.А., Лубченко И.Ю., Музылев Н.Г. Позднепалеоэоценовое аноксическое событие в эпиконтинентальных морях Перитетиса и образование сапропелитового горизонта: седиментология и геохимия // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 5. С. 492–517.
- Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А., Голованова О.В., Покровский Б.Г. Позднеэоценовое палеоэкологическое событие ОАЕ2 в восточно-кавказском бассейне северного Перитетиса // Литология и полез. ископаемые. 2013. № 6. С. 522–551.
- Страхов Н.М. О значении сероводородных бассейнов как областей отложения битуминозных и «нефтепроизводящих» свит // Известия АН СССР. Сер. геол. 1937. № 5. С. 893–917.
- Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
- Demaison G.J., Moore G.T. Anoxic environments and oil source bed genesis // AAPG Bulletin. 1980. V. 64/8. P. 1179–1209.
- Pedersen T.F., Calvert S.E. Anoxia vs. productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks? // AAPG Bulletin. 1990. V. 74. P. 454–465.

## О ПРОЯВЛЕНИИ ФЛЮИДНОГО ЛИТОГЕНЕЗА В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРНОГО КАСПИЯ

Глазырин Е.А., Шейков А.А.

ГНЦ ФГУПП «Южморгеология», eaglazyrin@mail.ru

Современные исследования морских четвертичных отложений показывают широкое развитие холодных газо-флюидных разгрузок (cold seeps) на дне моря. Наиболее известными и изученными выступают концентрированные метановые разгрузки – струйные выходы (сипы) и грязевой вулканизм. Источниками метана рассматривается преимущественно биогенный, термогенный и газогидратный газ. С холодными газо-флюидными разгрузками связывается локальный породообразующий биоценоз [Olu-Le Roy et al., 2004; Werne

et al., 2004; Levin, 2005 и др.] и образование метаногенных литифицированных карбонатных образований различной морфологии (воронкообразные тела, корки, плиты и постройки различной морфологии, трубо- и жилообразные тела, цементация биотурбации, стяжения, гнездово-вкрапленная минерализация и др.), как на поверхности морского дна, так и в толще донных осадков [Геворкьян и др., 1994; Шнюков и др., 1995; Mazzini et al., 2006; Foucher et al., 2009; Nyman et al., 2010; Magalhaes et al., 2012 и др.]. Перечисленные явления в соответствии с представлениями Г.А. Беленицкой [2012] относятся к флюидному литогенезу. Морские сейсмоакустические исследования показывают широкое развитие, как по площади, так и по разрезу, в обогащенных органическим веществом алевропелитовых донных отложениях диагенетической загазованности.

На дне Каспийского моря метановые разгрузки наиболее широко известны в акватории Среднего и Южного Каспия в виде подводного грязевого вулканизма и природных выходов углеводородов от нефтегазовых месторождений. Проведенными морскими геологическими работами по Государственным программам съемки шельфа и мониторинга состояния недр, а также инженерно-геологическими изысканиями в пределах Северного Каспия устанавливается широкое развитие метановой разгрузки и загазованных осадков.

Особенностями Северного Каспия служит широкое развитие авандельтовых четвертичных отложений таких крупных рек, как Волга, Кума, Старый Терек и Урал. Здесь накоплена мощная толща осадков с относительно изменчивыми свойствами, как по разрезу, так и в плане. Высокоамплитудные колебания уровня Каспийского моря сформировали чередование флюидоупорных глинистых и коллекторных песчано-алевритовых пачек, соответствующих трансгрессивно-регрессивным циклам и эрозионным врезам.

По геофизическим данным в разрезе четвертичных отложений присутствуют обширные и контрастные зоны диагенетической загазованности. Максимумы загазованности с высоким внутрипластовым давлением, как правило, стратифицированы, где приурочены к горизонтам и линзам песчано-алевритовых пород. Вместе с тем на сейсмоакустических разрезах часто устанавливается вертикальная миграция загазованности в виде локальных перескоков газовых аномалий через глинистые покрышки в выше залегающие пачки, что свидетельствует о газо-флюидных прорывах в процессе литогенеза.

Картировочное бурение на одном из таких участков позволило установить признаки газовых прорывов и неоднократность их проявления. Скважины глубиной до 95.4 м пробурены в районе о. Тюлений на глубинах моря 3.5–4.4 м. При бурении периодически происходили газовые выбросы с разжиженной грязью. Наиболее интенсивные и продолжительные газовые выбросы зафиксированы на глубинах 35, 44 и 71 м от морского дна с высотой выброса грязи над буровой площадкой, соответственно, на 0.5, 2 и более 10 м. Состав газов преимущественно метановый. По данным [Серебряков, 2010], состав выходящих грунтовых газов в колодце на о. Тюлений –  $\text{CO}_2$  – 0.86%,  $\text{CH}_4$  – 92.94%,  $\text{N}_2$  + редкие – 6.2%.

Газовые прорывы в керне приурочены к существенно глинистым пачкам. Источниками прорыва служат ниже залегающие алевро-песчаные пачки. Свежие прорывы представлены субвертикальными и кососекущими плоскостями и газо-флюидными брекчиями мощностью до 0.5 м (в среднем 15–20 см), где комки вмещающих тугопластичных глин размером в несколько сантиметров находятся в разжиженной глинистой пульпе с газовыделением (пузырение). Песчано-алевритовые пачки, примыкающие ниже к газовым прорывам, отличаются своей сухостью.

Старые газовые прорывы имеют консистенцию, аналогичную вмещающим осадкам. Представлены секущими интервалам брекчирования мощностью до 0.5 м, интенсивного нарушения и фрагментирования слоистости, сближенными секущими плоскостями со смещениями вдоль них, осадочными дайками более песчанистого материала. Нередко вдоль плоскостей и в цементе развивается импрегнация дисульфидов железа и (или) гидроокислов.

В разрезе скважин интервалы газовых прорывов в сумме занимают 5–7% разреза, где вмещающие их существенно глинистые интервалы занимают, в свою очередь, в среднем 50% разреза.

В местах с признаками интенсивного выделения из толщи осадков метана на гидролокационных изображениях дна наблюдаются частые образования поперечником в первые метры. По данным [Безродных и др., 2013], эти образования представлены конусовидными телами и буграми высотой до 1.6 м, обрастающие водорослями, баянусами и обрамленные раковинным материалом. Они сложены песчаниками и ракушняками, сформированными за счет цементации магниезальным кальцитом грубозернистых осадков. Также встречаются в виде отдельных прослоев в колонках донных осадков на глубинах до 2.7 м. В них также отмечены включения микрокристаллических агрегатов барита и скопления глобулярных сульфидов железа.

За счет функционирования метановых сипов на поверхности нелитифицированных осадков образуется рассредоточенный литифицированный субстрат карбонатного состава. Так в районе южной оконечности банки Кулалинская (южная часть Северного Каспия) на глубинах около 10 м литифицированные карбонатные образования залегают на терригенно-детритовых песках с ракушей. Эти карбонатные образования имеют неправильную плитообразную форму. Верхняя поверхность бугристая, с выростами, часто покрыта прикрепленными моллюсками, баянусами и водорослями. Нижняя поверхность ямчатая, с ребристыми выступами. Образования имеют многочисленные сквозные вертикальные газовые каналы диаметром до 2 см. На верхней поверхности выходы газовых каналов нередко образуют сифоны в форме округлых почковидных выступов с выделением на них белой карбонатной корки [Глазырина, Глазырин, 2013].

Карбонатные образования представлены современными тонкопористыми оолитовыми известняками. Состоят из кальцита и арагонита в виде оолитов, цемента, обломков раковин и содержит небольшое количество терригенных зерен псаммитовой и алевроитовой размерности. Структура породы оолитовая, текстура беспорядочная, пористая. Оолиты составляют 45–50% объема породы, поры – 25–35%. Оолиты, терригенные зерна, раковины и их обломки обволакиваются и скрепляются крипнокристаллически-сгустковым микритом, который составляет 13–15% [Глазырина, Глазырин, 2013].

Таким образом, донные осадки Северного Каспия в результате метановой разгрузки испытывают различные преобразования. В результате газовых прорывов в верхнем разрезе формируется дренажная сеть каналов с секущими нарушениями слоистости, формированием осадочных даек и струйчатой импрегнации сульфидов железа или вторичных гидроксидов при окислении. На поверхности морского дна на участках разгрузки образуются рассредоточенные литифицированные образования, где в качестве цемента выступает метаногенный магниезальный карбонат.

*При подготовке настоящей работы использованы геологические материалы, полученные в рамках государственных контрактов 42/01/60-9; 49/01/16-5.*

### Литература

Беленицкая Г.А. Флюидный седиментогенез – современное научное направление осадочной геологии: состояние, объекты, задачи // Ленинградская школа литологии. Т. I. Санкт-Петербург: СПбГУ, 2012. С. 30–32.

Безродных Ю.П., Делия С.В., Лаврушин В.Ю. и др. Газовые сипы на акватории Северного Каспия // Литология и полез. ископаемые. 2013. № 5. С. 415–425.

Геворкьян В.Х., Бураков В.И., Исагулова Ю.Г. и др. Газовмещающие постройки на дне северо-западной части Черного моря // Докл. АН УССР. 1994. № 4. С. 80–85.

Глазырина Н.В., Глазырин Е.А. Литолого-петрографические признаки проявления метановых сипов на дне Каспийского моря // Геология морей и океанов. Т. III. М.: ГЕОС, 2013. С. 298–300.

Серебряков О.А. Газоносность донных отложений Каспийского моря // Геология, география и глобальная энергия. 2010. № 4 (39). С. 14–21.

Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Кутний В.А. Необычные карбонатные постройки континентального склона северо-западной части Черного моря – вероятное следствие дегазации недр // Литология и полез. ископаемые. 1995. № 5. С. 541–561.



*Foucher J.P., Westbrook G.K., Boetius A. et al.* Structure and Drivers of Cold Seep Ecosystems // *Oceanography*. 2009. V. 22. № 1. P. 84–101.

*Levin L.A.* Ecology of cold seep sediments: interactions of fauna with flow, chemistry and microbes // *Oceanography and Marine Biology: An Annual Review*. 2005. V. 43. P. 1–46.

*Magalhaes V.H., Pinheiro L.M., Ivanov M.K. et al.* Formation processes of methane-derived authigenic carbonates from the Gulf of Cadiz // *Sed. Geol.* 2012. V. 243–244. P. 155–168.

*Mazzini A., Svensen H., Hovland M. et al.* Comparison and implications from strikingly different authigenic carbonates in a Nyegga complex pockmark, G11, Norwegian Sea // *Mar. Geol.* 2006. V. 231. P. 89–102.

*Nyman S.L., Campbell S.N., Campbell K.A.* Miocene tubular concretions in East Coast Basin, New Zealand: Analogue for the subsurface plumbing of cold seeps // *Mar. Geol.* 2010. V. 272. P. 319–336.

*Olu-Le Roy K., Sibuet M., Fiala-Merdioni A. et al.* Cold seep communities in the deep eastern Mediterranean Sea: composition, symbiosis and spatial distribution on mud volcanoes // *Deep-Sea Res.* 2004. P. I. V. 51. P. 1915–1936.

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

## НЕФТЯНАЯ И РУДНАЯ ГЕОЛОГИЯ – ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТОЧКИ СОПРИКОСНОВЕНИЯ

Глазырина Н.В., Глазырин Е.А.

ГНЦ ФГУПП «Южморгеология», [glazyrin@ymg.ru](mailto:glazyrin@ymg.ru)

Нефтяная и рудная геология по ряду причин весьма сильно разьединены и развиваются, если можно так выразиться, в «параллельных мирах». При этом они изучают одни осадочно-породные бассейны, с одной стороны как нефтегазоносные, с другой как рудоносные. Они изучают (нефте-, рудо-) генерирующие системы, где выделяют области генерации, мобилизации, миграции (переноса) и накопления (отложения); этапы и стадии зарождения, формирования, трансформации и разрушения нефтяных или рудных объектов.

К концу XX в. при разработке генетических моделей гидротермальных месторождений «амагматического» типа обозначился интерес «рудников» к нефтегенерирующим системам, процессам ката- и метагенеза, элизионным системам [Холодов, Шмариович, 1992 и др.]. Наиболее ярко это обозначилось на рубеже XX–XXI вв. в отношении золото-платиноидного оруденения черносланцевого типа. Необходимо отметить, что вопросы условий формирования черносланцевых рудоносных толщ и особенно генезиса развитого в них оруденения продолжают относиться к разряду остро дискуссионных в связи с недостаточной изученностью, что сдерживает его эффективные поиски и разведку [Буряк и др., 2002].

Месторождения благородных металлов в черносланцевых толщах являются унаследовано развивающимися многоактными образованиями [Константинов и др., 2000 и др.]. Рудный процесс для них в значительной степени контролируется предрудной геологической историей рудовмещающей толщи [Ермолаев и др., 1999 и др.]. Анализ литературы и результаты наших исследований [Глазырина, Глазырин, 2007 и др.] показывают, что формирование золото-платиноидного оруденения черносланцевого типа проходит через период, обстановки и материальные проявления, составляющие собственно предмет изучения (время, место и объект) нефтяной геологии. В геотектоническом отношении [Кутырев и др., 1998; Ермолаев и др., 1999; Константинов и др., 2000; Буряк и др., 2002; Немеров и др., 2005] золото-платиноидное оруденение черносланцевого типа встречается только в отложениях, которые рассматриваются как исключительно нефтегенерирующие и нефте-вмещающие.

В формировании благороднометалльного оруденения черносланцевой формации огромная роль отводится углеродистому веществу (УВ). УВ здесь выступает одним из основ-

ных «носителей» благородных металлов в геохимических процессах в осадочном бассейне, при этом наиболее благоприятным «носителем» (концентратором) служит нефтегенерирующее – сапропелевое УВ [Волкова, 1990; Конкин и др., 1993; Ермолаев и др., 1999].

Большинство исследователей [Нарсеев, 1998; Ермолаев и др., 1999; Конкин и др., 2002] акцентируют внимание на том, что формирование оруденения находится в тесной пространственно-временной и парагенетической связи с накоплением и постседиментационными преобразованиями вмещающих осадочных пород, являются частью петрологических процессов, протекающих в осадочном бассейне.

Ряд исследователей [Ермолаев и др., 1999; Константинов и др., 2000; Буряк и др., 2002; Немеров и др., 2005 и др.] в качестве наиболее важного рудоподготовительного этапа рассматривают ката- и метагенез углеродистых отложений. Стадии катагенеза соответствует углеводородно-флюидный этап развития рудогенных систем [Константинов и др., 2000]. В этот период происходит трансформация углеродистых толщ с генерацией металлоносных нафтидов, миграцией и формированием нефте-, флюидометаллоносных ловушек («резервуаров»), металлогенический потенциал которых способен реализоваться в процессах последующих термодинамических преобразований [Немеров и др., 2005]. «Нефтяной» период истории формирования рудогенных систем для золото-платиноидного оруденения черносланцевого типа остается менее изученным со стороны рудной геологии. Возможным примером таких отложений может служить майкопская серия, известная своей нефте- и металлоносностью. По своей геохимической специализации она может быть эмбриональным аналогом золото-рудных черносланцевых комплексов. По данным геохимического картирования она имеет горизонты с субрудными концентрациями Mo, Ni, Co, Cu, Zn, Bi, V, Cr, W, P, Sr, Mn, Ba и др., свойственными для золото-платиноидного оруденения черносланцевого типа.

Собственно образование промышленных рудных концентраций в виде рудных тел и месторождений происходит на последующих этапах трансформации черносланцевых отложений. В этот период металлоносные черносланцевые отложения подвергаются трансформации в условиях тектоно-магматической активизации (стресс-метаморфизм (дислокационный), термоградиентный метаморфизм, метасоматоз, магматизм) с разрушением металлоносного УВ в нефтеносных «резервуарах» и формированием последовательно метаморфогенной самородной минерализации и метаморфогенно-метасоматических руд благородных металлов. Рудоносный флюид мобилизуется из резервов вмещающей – металлонафтидоносной – структуры [Ермолаев и др., 1999; Константинов и др., 2000; Буряк и др., 2002; Немеров и др., 2005]. Изучение УВ [Волкова, 1990; Ермолаев и др., 1999] показывает, что именно в этот период в результате его метаморфизации (графитизации) происходит высвобождение элементов-примесей (Mo, Zn, Ag, Ni, Co, Au, Pt, Pd, V). Одним из концентраторов элементов-примесей в УВ служат микровключения сульфидов, в частности фрамбоидальный пирит. При метаморфизации УВ и связанной с ним аутигенной сульфидизации, разрушении металлоорганических соединений выделяются самородные золото и платиноиды. Примером может служить золото-платиноидная минерализация в Тоханской черносланцевой формации Большого Кавказа, метаморфизованной до зеленосланцевой фации [Глазырина, Глазырин, 2007].

В целом в связи с высокой миграционной способностью нефти и газа и их исчезновением на этапах эндогенного рудогенерирующего преобразования терригенных углеродистых комплексов «нефтяной» период истории для оруденения черносланцевого типа остается в достаточной степени стертым и сложно реконструируемым. Но вместе с тем этот период рассматривается как необходимый рудоподготовительный или эмбрионально-рудный. В этой связи необходимо отметить, что на рубеже XX–XXI вв. в результате морских геологических исследований выявлен и продолжает активно исследоваться целый ряд ранее неизвестных литогенетических процессов, свойственных нефтегазогенерирующим бассейнам. К таким процессам относится широкое проявление холодной газо-флюидной разгрузки (cold seep), формирование и разрушение газогидратов, метановые сипы, подводный грязевой вулканизм и др. Функционирование таких систем уже на стадии седиментогенеза и диагенеза

приводит к обширным литогенным изменениям, образованию аномальных геохимических полей, геологических структур, что позволило выделить [Беленицкая, 2011] их флюидный литогенез. Эти процессы флюидного литогенеза и его следствия в силу их неизвестности не были вовлечены в разработку моделей рудогенеза.

Так изучение подводного грязевого вулканизма Керченско-Таманской грязевулканической области, показывает, что поставка лютовулканического материала сопровождается формированием выраженных геохимических структур. В проксимальной зоне в отложениях образуются контрастные аномалии нефтепродуктов, фенолов, полиароматических углеводородов (флуорантен, хризен, бенз(а)пирен, дибензантрацен), As, Cd, Pb, Hg, Fe, Cu, Ni, Co, Mn, Zn, а также Mo, Li, В и др. На периферии за пределами грязевулканических построек в донных отложениях формируется зона вторичного накопления. Она соотносится с аккумулятивной литодинамической обстановкой и приурочена к понижениям морского дна, где накапливаются преимущественно пелитовые ундафлювиальные и нефелоидные осадки. Эта зона выступает как область комплексного геохимического барьера за счет одновременной реализации сорбционного (сорбция глинистым, органическим и сульфидным веществом) и восстановительного (сероводородного) барьеров. Здесь содержание компонентов нефтяного ряда падает, а на геохимическом барьере формируются вторичные слабые аномалии свойственных ему химических элементов (As, Pb, Cu, Co, Ni, Hg, Fe, Mo и др.).

Без изучения и учета эмбрионально-рудного периода, на наш взгляд, невозможна разработка современной генетической и прогнозно-поисковой модели формирования оруденения черносланцевого типа. В этом отношении изучение флюидного литогенеза и существующих нефтегенерирующих систем с позиции рудной геологии – условий и истории их зарождения, функционирования и уничтожения, с определением форм, условий и факторов мобилизации, переноса, концентрирования и отложения рудных элементов – может послужить точками соприкосновения нефтяной и рудной геологии, новым направлением и прогрессом в изучении и прогнозировании оруденения черносланцевого типа, в частности золото-платиноидного.

*При подготовке настоящей работы использованы геологические материалы, полученные в рамках государственного контракта 42/01/60-9.*

### Литература

- Беленицкая Г.А. «Флюидное» направление литологии: состояние, объекты, задачи // Ученые записки Казанского университета. Естественные науки. 2011. Т. 153. Кн. 4. С. 97–113.
- Буряк В.А., Михайлов Б.К., Цымбалюк Н.В. Генезис, закономерности размещения и перспективы золото- и платиноносности черносланцевых толщ // Руды и металлы. 2002. № 6. С. 25-36.
- Волкова И.Б. Органическая петрология. Л.: Недра, 1990. 299 с.
- Глазырина Н.В., Глазырин Е.А. Генетическая модель формирования золото-платиноидной минерализации тоханской черносланцевой формации (Большой Кавказ) // Геодинамические и генетические модели рудных месторождений. Ростов н/Д: ЮНЦ РАН, 2007. С. 78–92.
- Ермолаев Н.П., Созинов Н.А., Котина Р.П. и др. Механизмы концентрирования благородных металлов в теригенно-углеродистых отложениях. М.: Научный мир, 1999. 124 с.
- Конкин В.Д., Ручкин Г.В., Букин О.Б. и др. Обстановки нахождения платинометалльного оруденения в черносланцевых формациях // Руды и металлы. 1993. № 1-2. С. 22–28.
- Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А. и др. Золоторудные гиганты России и мира. М.: Научный мир, 2000. 272 с.
- Кутырев Э.И., Гусев Г.С., Ковалев А.А. и др. Минералогия осадочных бассейнов континентов и периконтинентальных областей. М.: Роскомнедра, 1998. 590 с.
- Нарсеев В.А. О генезисе золото-сульфидного оруденения в черносланцевых толщах // Руды и металлы. 1998. № 5. С. 70–75.
- Немеров В.К., Спиридонов А.М., Развозжаева Э.А. и др. Основные факторы онтогенеза месторождений благородных металлов суходожского типа // Отечественная геология. 2005. № 3. С. 17–24.
- Холодов В.Н., Шмариович Е.М. Рудогенерирующие процессы элизионных и инфильтрационных систем // Геология рудных месторождений. 1992. № 1. С. 3–22.

## ЛИТОЛОГИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ (ШУНГИТОВЫХ) ПОРОД КАРЕЛИИ

Голубев А.И., Ромашкин А.Е., Рычанчик Д.В.

*Институт геологии Карельского научного центра РАН,  
golubev@krc.karelia.ru*

Углеродсодержащие породы издавна были известны на территории Карелии. Изначально их называли «черной Олонецкой землей» или «аспидом» («аспидным сланцем»). Позже их стали называть «землистым антрацитом» и шунгитом. Впервые геологическое описание этих пород дал А.А. Иностранцев. Он описал 4 группы [Иностранцев, 1879]: 1) «черный, блестящий, алмазно-металлический углерод»; 2) «более тяжелый, с большим содержанием золы углерод, с призматической отдельностью и слабым графитовым блеском»; 3) «землистая разновидность»; 4) «черный толстослоистый сланец». Позже блестящую разновидность он предложил называть «шунгитом», по названию деревни Шуньга, в районе которой он был обнаружен.

В дальнейшем многие исследователи стали применять термин «шунгит» ко всем породам Карелии, содержащим органический углерод. Наибольшее распространение получила классификация таких пород, предложенная П.А. Борисовым [1956]. Основным классификационным признаком в ней является содержание шунгитового вещества (ШВ) в породе. Фактически это промышленная эмпирическая классификация. В ней сохранено традиционное название «шунгит» и выделены различия: шунгит I – «**минерал**» шунгит, который является природным битумом, и который правильнее называть антраксолитом, т.к. этот термин появился раньше. К шунгитам II–V относятся **осадочные, вулканогенно-осадочные, хемогенные** породы с содержанием углерода (мас. %) соответственно: шунгит II – 35–70%, шунгит III – 20–35%, шунгит IV – 10–20%, шунгит V – **менее 10%**. Несмотря на свою простоту, у этой классификации есть много недостатков. Она не учитывает состав минеральной основы, типы пород и генезис органического вещества. Так в одну и ту же группу могут попасть породы различного состава и генезиса такие как лидиты, доломиты, песчаники, алевролиты, сланцы и др.

Впоследствии создавались и другие классификации. Одной из последних классификаций является генетическая классификация предложенная М.М. Филипповым [2002]. В ней породы подразделяются на 4 группы в зависимости от типа ШВ. Первая группа – с первично-осадочным веществом – сапропелитовые породы: осадочные, вулканогенно-осадочные, хемогенные породы с содержанием углерода до 10–15% (мас.), для них характерна слоистая текстура. Вторая группа – с миграционным веществом – битумолитовые породы: бывшие коллекторы углеводородов; ШВ содержится в межзерновом пространстве минеральной матрицы. В эту группу включены также проявления жильных антраксолитов. Третья группа – породы, в которых ШВ первично-осадочное, миграционное и смешанное – это сапробитумолитовые породы, формируемые в процессе развития складок нагнетания. Их можно называть экструзивными, для них характерен пелитовый облик, массивная и брекчиевидная текстуры. Четвертая группа – породы с переотложенным ШВ, которое входит в состав терригенных частиц (вулканогенно-осадочные породы с низким (1–5%) содержанием углерода), или захоронено в осадке в виде сгустков («лепешек») вязких битумов.. Породы первых трех групп изучены в заонежской свите, а четвертой – в кондопожской.

Углеродсодержащие породы распространены в нескольких регионах Карелии: на севере (Пана-Куолаярвинская, Кукаозерская структуры), в северном Приладожье. Встречаются они и на Кольском полуострове (Печенгская структура). Но наиболее широко они распространены в Онежской палеопротерозойской синклинойной структуре. Она приурочена к юго-восточной части докембрийского Карельского массива Фенноскандинавского щита. Собственно углеродистые породы наиболее широко представлены в составе двух

стратиграфических подразделений: людиковийском (2100–1920 млн лет, заонежская свита) и калевийском (1920–1800 млн лет, кондопожская свита) надгоризонтах региональной стратиграфической шкалы [Общая..., 2002]. Суммарное количество органического углерода, накопленное в Онежской структуре, оценивается в  $25 \times 10^{10}$  т [Филиппов, 2002]. По составу минеральной основы шунгитовые породы чрезвычайно разнообразны. Они представлены кремнистыми (лидиты, кремнистые сланцы, максовиты), карбонатными (доломиты, известняки), терригенными (алевролиты, песчаники), первично-глинистыми и вулканогенно-осадочными породами.

Заонежская свита включает в себя осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования. Характерной особенностью свиты является присутствие в слагающих ее породах метаморфизованного органического вещества (ОВ), по исторически сложившейся традиции называемого ШВ. Заонежская свита подразделяется на две подсвиты [Геология..., 1982]. Нижняя осадочная, состоящая из двух пачек, представлена в основном алевролитами, аргиллитами, карбонатными породами и реже песчаниками. Верхняя осадочно-вулканогенная включает три пачки, каждая из которых характеризуется особенностями внутреннего строения и проявлениями магматизма. Учитывая фаціальную изменчивость пород, в верхней подсвите выделяется три типа разрезов: вулканогенный, осадочно-вулканогенный и вулканогенно-осадочный. Все осадочные породы свиты обогащены в той или иной мере ШВ, содержание которого колеблется от долей % до 80 (мас. %). Большая часть их приурочена к верхней подсвите. Среди них можно выделить породы с низким содержанием ШВ (в большинстве случаев менее 20 мас.%) и породы с высоким содержанием ШВ (> 20 мас. %). Встречаются в разрезе также антраколиты, содержание углерода в которых достигает 98 мас. % (по классификации П.А. Борисова – шунгит-I). **Шунгитоносные породы с низким содержанием ШВ (по классификации П.А. Борисова – шунгит IV и V). К ним относятся терригенные породы песчаной, алевритовой и аргиллитовой размерности, карбонатные породы, лидиты (силициты содержащие первые проценты ОВ).** В них почти всегда сохраняются первичные текстуры, чаще всего это тонкая параллельная слоистость. Часто отмечается сульфидная вкрапленность, иногда интенсивная сульфидизация отдельных слоев.

Среди шунгитоносных пород с высоким содержанием ШВ (по классификации Борисова П.А. – шунгит III и II) выделяются максовиты и шунгиты [Атлас..., 2006]. Максовиты (по названию Максовской залежи, где они наиболее полно изучены) представляют собой не выдержанные по мощности (от первых метров до более 100 м в местах, где они образуют куполовидные антиклинальные складки) выклинивающиеся пласты. Серовато-черные, матовые, плотные, пелитоморфные. Содержание углерода в них, как правило, от 20 до 35–40 мас. %. По текстурным признакам среди них выделяются: массивные, трещиноватые, брекчированные и максовиты с миндалевидными включениями [Рычанчик, Ромашкин, 2000]. Массивные максовиты – это пелитоморфные породы от темно-серого до черного цвета с тонкой рассеянной вкрапленностью пирита. В полированных срезах порода представляет собой смесь разностей, которые отличаются по содержанию углерода: серая разность менее насыщена ШВ, бурая – содержит относительно больше ШВ. Серая разность отличается несколько более грубозернистым материалом в пределах пелитовой размерности. Их взаимоотношение в пределах одного образца очень сложное. Соотношение разностей может меняться в широких пределах, участки с преобладанием бурой разности часто имеют флюидальную текстуру. Трещиноватые максовиты отличаются от массивных наличием систем тонких трещин мощностью 1–3, реже до 5 мм. Система трещин в основном субпараллельная, реже – ортогональная или неправильно ветвящаяся. Трещины выполнены шестоватыми агрегатами кварца, направленными перпендикулярно стенкам, часто с серицитом и мелкими линзовидными обломками породы.

Брекчированные максовиты по количественному соотношению обломков и цемента подразделяются на сильно брекчированные (50–60% обломков), средне брекчированные (60–70%) и слабо брекчированные (80–90%). По составу цемента среди них выделено две разновидности. Скрытая брекчия отличается тем, что обломки цементируются близким им

по составу веществом, в котором также присутствует миграционное органическое вещество. Кварц-шунгитовая брекчия состоит из угловатых обломков величиной до 3–5 см, сцементированных мелкозернистым, реже среднезернистым кварцем и, в подчиненном количестве, слюдами, карбонатом и органическим веществом. Обломки представлены как массивными, так и трещиноватыми породами, в которых преобладает бурая разность. Максовиты с миндалевидными включениями отличаются наличием округлых, иногда вытянутых или неправильных по форме зональных выделений. Они заполнены кварцем и антраксолитом. Размер включений до 3–5 мм. Антраксолит стального (графитовидного) оттенка занимает обычно центральную часть включений, мелкие включения могут состоять из него целиком. Часто миндалевидные включения имеют концентрическую зональность.

Шунгиты приурочены к верхней части второй пачки верхней подсвиты. Отличаются параллелепипедальной отдельностью и графитоидным блеском. Относятся к группе сапробитумолитовых пород. Внешне напоминают антрацит. Минеральная составляющая представлена в основном кварцем, серицитом, хлоритом. Слагают субпластовые тела. Антраксолиты по составу представляют собой наиболее высокоуглеродистые образования (содержание углерода более 90 мас. %). Черного цвета, со смоляным или алмазным блеском. Часто наблюдается раковистый излом и параллелепипедальная отдельность. Они образуют секущие и пластовые жилы. По современным представлениям они являются высшими битумами высокой степени метаморфизма.

Минерагенические феномены углеродсодержащей формации Онежского синклинория, непосредственно связаны с присутствием здесь значительного количества первично-осадочного органического вещества и его последующими преобразованиями. Шунгитоносные породы являются полезным ископаемым, разновидности которых используются в металлургии как заменитель одновременно кокса и кварцита. Используются они также при получении карбида кремния, как замена кокса. Шунгитовые породы, особенно максовиты (шунгит III) и шунгиты (шунгит II), являются хорошими адсорбентами, то их используют при водоподготовке и очистке сточных вод. На основе пород Зажогинского месторождения разработаны различные радиоэкранирующие композиционные материалы. Применяются они также в технологиях получения резин, полимеров, мастик, красок и др. Малоуглеродистые породы кондопожской свиты до недавнего времени использовались для производства шунгизита (аналога керамзита) для изготовления легкого заполнителя бетона.

Уран-ванадиевое и благороднометалльное оруденение в зонах складчато – разрывных дислокаций (СРД) – еще один феномен, связанный с углеродистыми толщами Онежской структуры. Зоны СРД представляют собой линейные системы СЗ простирания, содержащие гребневидные складки ятулийских пород и серии сближенных продольных и оперяющих разломов, клиновидные зоны дробления во вмещающих заонежских породах [Голубев, Новиков, 2005]. Узкие протяженные складки карбонатных пород быстро затухают вверх и не прослеживаются вниз по разрезу. Система продольных и оперяющих дислокаций образует мелкоблоковое строение складок, зоны дробления как в карбонатных ядрах складок, так и, преимущественно, в бортовых углеродсодержащих осадках заонежской свиты. На зоны дробления накладывается интенсивный метасоматоз, телескопируется полиметалльное оруденение т.н. падминского типа. Помимо преобладающего уран-ванадиевого оруденения, здесь концентрируются **Au, ЭПГ, Ag, Mo, Bi, Cu, Se, Re и ряд других металлов. Ореолы** концентрации различных элементов перекрываются, но не совпадают, образуя зональность. Подавляющая часть рудных тел концентрируется на границе карбонатных ядер складок и их углеродсодержащих крыльев. Известно несколько месторождений и рудопроявлений падминского типа в зонах СРД (Верхняя и Средняя Падма, Космозеро и др.). Исходя из указанных особенностей, можно предполагать, что источником рудного вещества при формировании этих проявлений, являлись углеродсодержащие осадки заонежской свиты, которые служили резервуаром, ресурсы которого использовались для концентрации и переотложения рудных нагрузок в процессе последующих тектонических деформаций и метасоматической проработки в зонах СРД.

Третий минерагенический феномен, связанный с углеродистыми толщами Онежской структуры – выявленные древнейшие фосфоритовые микрослои, проявленные в высокоуглеродистых и карбонатных породах заонежской свиты [Ромашкин и др., 2012; Reading..., 2013]. В отличие от известных ранее фосфоритов, заонежские представляют собой тонкие фосфатные прослои в высокоуглеродистой породе, а так же перекристаллизованные остатки апатитовых микрослоев в карбонатах. Фосфаты представлены фторапатитом, апатитовые микрослои в шунгитах, мощностью в доли мм, группируются в прослои из сближенных слоев. Их мощность может достигать 2–3, реже 5 мм. В этих обогащенных фосфатом прослоях, кроме собственно апатитовых выделений, отмечаются микрослои и линзочки флогопита, а также высокоуглеродистой породы. Микрослойки фосфорита состоят из тесно сгруппированных комковатых и линзовидных обособлений различной степени чистоты. Заметны пластичные деформации вещества, свидетельствующие об образовании микрослоев в нелитифицированном осадке. В составе фосфатных линзочек всегда присутствует органическое вещество (ОВ). Сонахождение флогопитовых и фосфатных микрослоев и линз, их общий слоисто-деформационный план, совпадающий со слоистостью вмещающих шунгитовых пород, указывает на их совместное образование.

### Литература

Атлас текстур и структур шунгитоносных пород Онежского синклинория. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. 80 с.

*Борисов П.А.* Карельские шунгиты. Петрозаводск: Госиздат КФССР, 1956. 92 с.

Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1982. 204 с.

*Голубев А.И., Новиков Ю.Н.* Геологическое строение и уран-ванадиевые месторождения Заонежья // Экологические проблемы освоения месторождения Средняя Падма. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 4–13.

Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России. Объяснительная записка. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 315 с.

*Ромашкин А.Е., Лепланд А., Йёсу и др.* Фосфоритовый горизонт высокоуглеродистых пород людиковия Онежской структуры // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 15. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2012. С. 62–69.

*Рычанчик Д.В., Ромашкин А.Е.* Особенности внутреннего строения Максовской залежи шунгитовых пород // Углеродсодержащие формации в геологической истории. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2000. С. 73–79.

*Филиппов М.М.* Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2002. 280 с.

Reading the Archive of Earth's Oxygenation. Vol. 3. Global Events and the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project // V.A. Melezhik, L.R. Kump, A.E. Fallick, H. Strauss, E.J. Hanski, A.R. Prave, A. Lepland (Eds). Series: Frontiers in Earth Sciences. Heidelberg: Springer, 2013. P. 1049–1552.

## ФОСФАТОНОСНЫЕ УГЛЕРОДИСТЫЕ КВАРЦИТЫ БАССЕЙНА РЕКИ БОЛЬШАЯ ЩУЧЬЯ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

**Голубева И.И., Уляшев В.В.**

*Институт геологии Коми научного центра УрО РАН, iigolubeva@geo.komisc.ru*

Углеродистые кварциты Полярного Урала согласно легенде изданной государственной геологической карты масштаба 1:200 000 [Государственная..., 2009] относятся к минисейшорской свите ( $R_2mn$ ). Минисейшорская свита входит в состав няровейской серии ( $R_2nr$ ) Харбейской подзоны Харбейско-Марункеуской структурно-формационной зоны, входящей

в Центрально-Уральскую мегазону Полярного Урала. Углеродистые сланцы переслаиваются с вулканогенно-осадочными породами метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Специфичность данных углеродистых сланцев выражена в повышенных надкларковых значениях фосфора [Государственная..., 2009].

Объектом нашего исследования послужили фосфатоносные углеродистые кварциты минисейшорской свиты, обнажающиеся в районе бассейна правобережных притоков р. Большая Щучья. В обнажениях данные породы представлены небольшими гривками или пластами (мощностью до 4.0 м), переслаивающиеся с мусковит-кварцевыми, эпидот-альбит-хлоритовыми сланцами и филлитами. Сланцевые толщи минисейшорской свиты на данном участке находятся в тыловой части главного уральского надвига, поэтому за счет тектонического воздействия породы интенсивно развальцованы, смяты в гофрированные складки. Углеродсодержащие кварциты имеют черный цвет за счет присутствия углеродистого вещества в количестве  $C_{орг}$  2.38–3.65%. В участках свежих сколов пород на поверхностях плоскостей рассланцевания наблюдается ярко выраженный полуметаллический блеск. В некоторых случаях, в породах отмечаются кристаллы лимонитизированного пирита с гранями до 0.5 см. В поперечных срезах углеродистых кварцитов отмечается полосчатая текстура, обусловленная присутствием многочисленных тонких слойков кварца. Кварцевые слойки подчеркивают микроплойчатость, образованную межплоскостным смещением фрагментов породы вдоль многочисленных параллельных трещин скола или плоскостей кливажа. Под микроскопом обнаруживаются линзовидные фрагменты пластичных мусковит-углеродистых слойков, дезинтегрированных процессами рассланцевания и растащенных, вдоль плоскостей сланцеватости, а также смещенных вдоль плоскостей кливажа, ориентированных относительно сланцеватости под углом шестьдесят градусов. Практически все фрагменты мусковит-углеродистых слойков смяты за счет пластичных деформаций в гофрировидную микроскладчатость. Кварц в породе полностью перекристаллизован и образован в посткинematических условиях, так как его зерна имеют полигональные формы.

Фосфорсодержащий минерал в породе представлен апатитом. В породе минерал распределен не равномерно, тяготеет к участкам развития слюдисто-углеродистого агрегата. Количество апатита напрямую зависит от содержания углеродистого вещества. С увеличением последнего возрастает содержание апатита. Самое высокое количество составляет 1%. В породе апатит имеет две генерации, присутствующие одновременно в углеродисто-слюдистых и кварцевых слойках в одном и том же образце. Обе генерации апатита отличаются условиями образования. Первая генерация представлена в виде мелкокристаллического агрегата и встречается исключительно в слюдисто-углеродистых участках породы. Это длинно игольчатые кристаллы с размерностью удлиненной части до 0.01 мм. Данный апатит образуется за счет регионального метаморфизма в условиях низкотемпературной фации зеленых сланцев. Вторая генерация представлена отдельными относительно крупными толсто призматическими кристаллами с размерами до 0.4 мм в длину и шириной около 0.2 мм. В отличие от первой генерации, данные зерна кристаллизуются в участках развития перекристаллизованного кварца. Нередко в них отмечается пылевидное углеродистое вещество. Таким образом, апатит второй генерации развивается за счет процессов собирательной перекристаллизации в посткинematическую стадию становления вулканогенно-осадочной толщи минисейшорской свиты. В углеродистых кварцитах в небольших количествах встречается кальцит. В этом случае резко возрастает содержание сфена. Сфен в участках перекристаллизованного кварца, так же как и апатит приобретает относительно большие размеры.

Количество кремнезема в породе колеблется в пределах – 70.78–83.94%; TiO – 0.3–0.33%; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 4.2–5.57%; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 1.05–1.54%; FeO – 0.45–0.75%; MnO – 0.01–0.024%; CaO – 2.07–3.62%; MgO – 0.73–0.96%; K<sub>2</sub>O – 1.5–1.87%; Na<sub>2</sub>O – 0.13–0.2%. Значения P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 1.12–1.84% в углеродистых кварцитах изучаемого района превышает кларк (P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0.3–0.4%) почти в десять раз [Юдович, 1994]. Средние значения таких элементов (в г/т), как Sc (6.0), Cr (41.0), Co (41.0), Ni (14.0), Cu (11.0), Zn (29.0), Ga (7.4), Ge (1.4), Rb (47.0), Sr (92.0), Y (21.0), Zr (42.0), Nb (4.6), Cd (0.07), Ba (435.0), Hf (1.2), Ta (0.35), Tl (0.48), Bi (0.2), Th (4.6)



околокларковые или намного меньше кларков для данного литотипа [Юдович, 1994]. Повышенные содержания отмечаются только для V (в среднем 318 г/т), количество которого несколько превышает кларковые значения (250 г/т) для углеродистых кварцитов. Отмечаются очень низкие содержания редкоземельных элементов (в г/т): La (7.6), Ce (13.4), Pr (2.1), Nd (9.04), Sm (2.44), Eu (0.66), Gd (3.16), Tb (0.5), Dy (3.02), Ho (0.66), Er (1.72), Tm (0.25), Yb (1.64), Lu (0.2). Их сумма составляет всего 46.7 г/т. Спектр распределения нормированных к хондриту редкоземельных элементов является типичным для черных сланцев. Для него характерно накопление легких лантаноидов с европиевым минимумом и фракционирование тяжелых.

Отношения индикаторных элементов  $La/Sc - 1.2$ ,  $Th/Co - 0.1$ ,  $Th/Sc - 0.76$ ,  $Cr/Zr - 0.97$ ,  $Th/Cr - 0.12$ ,  $Cr/V - 0.13$  предполагают источник питания – магматические породы основного или среднего составов, не исключая возможность присутствие туфового материала тех же петротипов. Об этом же косвенно свидетельствуют низкие содержания редкоземельных элементов и несколько повышенное количество V.

Термографические исследования показали довольно высокие температуры максимумов экзотермических эффектов углеродистого вещества: 529–652 °С. Термические характеристики углеродистого вещества значительно превышают термодинамические условия образования минеральных ассоциаций изучаемых углеродистых кварцитов и вмещающих их пород, соответствующие фации зеленых сланцев. Методом рентгенографии было установлено, что углеродистое вещество во всех образцах является рентгеноаморфным. Несоответствие в температурах образования минерального состава породы и углеродистого вещества, можно объяснить его способностью к миграции и переотложению в процессе перестройки первичной текстуры сланцев вследствие дислокаций. Изотопные характеристики углеродистого вещества ( $\delta^{13}C$ ) колеблются в пределах  $-21.4...-24.9\%$ . Результаты исследования пород на изотопию углерода в углеродисто-терригенных сланцах показывают, что углерод имеет облегченные изотопные характеристики и их значения укладываются в узкий интервал.

Таким образом, петрохимические характеристики и ассоциация с метавулканитами свидетельствуют, скорее всего, о вулканогенном источнике фосфора [Ильин, 1964; Юдович, 2010].

### Литература

- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Полярно-Уральская. Лист Q-42-I, II (Лаборовая). СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2009. 372 с.
- Ильин А.В. Древние (эдиакарские) фосфориты. М.: ГЕОС, 2008. 160 с.
- Охотников В.Н. Геология рудных образований Полярного Урала. Л.: Наука, 1975. 175 с.
- Юдович Я.Э. «Таинственные связи»: фосфатонакопление и черные сланцы // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2010. № 2. С. 18–26.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Элементы примеси в черных сланцах. Екатеринбург: УИФ «Наука», 1994. 303 с.

## СДВОЕННЫЕ СЛОЙКИ (MUD SUPPLETS) – ДИАГНОСТИЧЕСКИЙ ПРИЗНАК ОСАДКОВ ПРИЛИВНО-ОТЛИВНОЙ ЗОНЫ

Горожанина Е.Н., Горожанин В.М., Канипова З.А.

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

При описании песчано-глинистых отложений пристальное внимание уделяется анализу их структур и текстур, по которым реконструируются фациальные условия осадко-

накопления. В мировой литологической литературе постоянно накапливаются данные по современному осадконакоплению, позволяющие в ряде случаев уточнить генетические представления о формировании тех или иных текстурно-структурных особенностей осадков, и извлечь больше информации, по сравнению с той, что дается в учебной литературе.

При изучении керна нефтепоисковых скважин в Волго-Уральской и Западно-Сибирской нефтегазоносных провинциях мы столкнулись с особым типом слоистости, часто наблюдаемой в хорошо сортированных песчаниках мелководной шельфовой равнины. Эта слоистость выражена тонкими нитевидными слойками темно-серого и черного цвета, глинистого, глинисто-карбонатного и углистого растительно-детритового материала среди светло-серого песчаного материала мелкой, средней и крупной размерности. В песчаниках эти слойки имеют сдвоенный вид с переменным расстоянием между ними. Сдвоенные тонкие слойки наблюдаются как в горизонтально-слоистых песчаниках, так и в косослоистых – в виде косых двойных слойков, восходящих знаков ряби и т.п. Несомненно, что это явление отражает некий колебательный процесс, единообразно накладывающийся на разные типы песчаных отложений.

Согласно современным литологическим данным, основанным, в том числе, на прямых наблюдениях, таким феноменом является приливно-отливная деятельность. Сдвоенный характер слойков создается движением водных масс во время прилива и отлива, поэтому именно эта черта является наиболее диагностической при определении такого типа слоистости. В иностранной литературе отложения имеют название **tidal mud couplets**. **Приливно-отливная** деятельность может интерферировать с другими видами волновой деятельности – волновой ряби, ряби течений и т.д., поэтому сдвоенный характер глинистых слойков выражен почти во всех видах песчаных осадков, формирующихся на мелководном шельфе. Легкий углистый и взмученный глинистый материал осаждается из взвеси поверх песчаного осадка в стадию прилива, формируя глинистую оторочку [Dalrymple, Choi, 2003; Friedman, Chakraborty, 2006; Kvale, Archer, 1990; Smith, 1988].

Другой заметной чертой приливно-отливных структур является неравномерно-циклический характер этого явления, что в отложениях фиксируется переменной толщиной чистого песчаного материала между сдвоенными слойками глинистого или углисто-растительного материала. Разная мощность определяется силой приливов, которая, как известно, зависит от переменного положения Луны от Земли. В ряде случаев удается выделить совокупность ритмичных циклов (*near-spring cyclicity*), соответствующую последовательности силы приливов от минимальной (*near*) до максимальной (*spring*). Такие циклы описаны как в молодых, голоценовых приливно-отливных отложениях эстуария р. Рейн в Голландии [Donselaar, Geel, 2007], так и в более древних отложениях пенсильвания в осадочном бассейне Анадарко, США [Ambrose et al., 2015]. Кажется удивительным, что такие эфемерные с геологической точки зрения явления, как приливы и отливы, которые зависят от фазы Луны, могут быть зафиксированы в песчаных отложениях. Широко распространены ситуации, когда слоистость в накопившихся в течение цикла *near spring* осадков легко нарушается штормовой деятельностью; при этом формируются темпеститы, которые пока с трудом распознаются в разрезе. Тем не менее, известны примеры сохранения цикла полной последовательности [Ambrose et al., 2015].

В нефтепоисковой практике нередко бывают ситуации с неоднозначной трактовкой наблюдаемых явлений. Представляется, что диагностика приливно-отливных структур поможет лучше разобраться с фациальной принадлежностью песчаных отложений, определения обстановки формирования крупных аккумулятивных тел – отнесения их к прибрежно-морским баровым осадкам или русловым и дельтовым отложениям.

Таким образом, в осадках приливно-отливной зоны помимо основных типов слоистости: тонкой горизонтальной, волнистой, линзовидной, флазерной и косой однонаправленной слоистости ряби [Chakraborty, 2005], **диагностической является слоистость, обусловленная** темными нитевидными слойками, обычно сдвоенными. Отложения представлены тонко-горизонтально-слоистыми или косослоистыми песчаниками с черными слойками углистого

или глинистого, иногда карбонатного материала. Главным признаком приливно-отливной деятельности является наличие двойных слоев (**tidal mud couplets**), указывающих на тонкую цикличность приливов и отливов. Углистый детрит или глинистое вещество осаждается из взвеси в стадию прилива, при отливе осаждается песок.

Описанный тип слоистости еще не вошел в учебники литологии, и вероятно, поэтому нередко пропускается при описании керна или природных обнажений. В докладе будут приведены примеры диагностики слоистости приливно-отливного типа в разновозрастных отложениях: для девонских отложений Волго-Уральской области (колганская толща), меловых отложений Западной Сибири, а также песчаных отложений рифея Башкирского мегантиклинория.

### Литература

*Ambrose W.A., Hentz Tucker F., Logan T.* Tidal Depositional Systems in Pennsylvanian Strata in the Anadarko Basin, Northeast Texas Panhandle // Annual AAPG Convention and Exhibition, Southwest Section Annual Convention. Wichita Falls, Texas. 2015. [Электронный ресурс] [http://www.searchanddiscover.com/documents/2015/10742ambros/ndx\\_ambros.pdf](http://www.searchanddiscover.com/documents/2015/10742ambros/ndx_ambros.pdf).

*Chakrabarti A.* Sedimentary structures of tidal flats: A journey from coast to inner estuarine region of eastern India // J. Earth Syst. Sci., 2005. V. 114. P. 353–368.

*Dalrymple R.W., Choi K.S.* Sediment transport by tidal currents // Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks. Middleton G.V. (Ed.). Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2003. P. 606–609.

*Donselaar M.E., Geel C.R.* Facies architecture of heterolithic tidal deposits: the Holocene Holland Tidal Basin Netherlands Journal of Geosciences // Geologie en Mijnbouw. 2007. V. 86. P. 389–402.

*Friedman G.M., Chakraborty Ch.* Interpretation of tidal bundles: Two reasons for a paradigm shift // Carbonates and Evaporites. 2006. V. 21. P. 170–175.

*Kvale E.P., Archer A.W.* Tidal deposits associated with low-sulfur coals, Brazil Fm. (Lower Pennsylvanian), Indiana // J. Sed. Petrol. 1990. V. 60. P. 563–574.

*Smith D.G.* Tidal Bundles and Mud Couplets in the McMurray Formation, Northeastern Alberta, Canada: Geological Notes // Bull. Can. Petrol. Geol. 1988. V. 36. P. 216–219.

## РЕНИЕНОСТЬ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЧЕХЛА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ: ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ

Енгальчев С.Ю.

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт,  
sleng2005@mail.ru*

Рений – редкий рассеянный металл спрос на который достаточно высок и продолжает расти. Повышенный интерес к этому металлу определяется его уникальными каталитическими и жаропрочными свойствами. Сплавы с рением находят все большее применение в различных областях промышленности – машиностроении, авиации, космической промышленности, переработке углеводородов и других. Собственные месторождения этого редкого и остродефицитного металла не известны, а основным его источником в настоящее время являются молибденовые, медно-молибденовые порфириновые месторождения и медные месторождения стратиформного типа (медистые песчаники и сланцы), а также эпигенетические урановые объекты, связанные с зонами пластового окисления.

Основные проблемы при выделении перспективных объектов связаны с отсутствием данных о содержании рения в породах и рудах, что определяется как аналитическими трудностями (низкая чувствительность аппаратуры), так и с его низкими содержаниями в породах и рудах (кларк – 0.6–0.7 мг/т).

В России минерально-сырьевая база рения не сформирована [Трач, Бескин, 2011], в связи с чем можно считать актуальным исследование особенностей распределения и условия формирования концентраций рения в осадочных комплексах, вмещающих месторождения различного минерального сырья. Так обнаружение в составе руд повышенных концентраций этого редкого элемента может повысить промышленную привлекательность того или иного рудного объекта. В настоящее время осадочные комплексы Европейской части России (Восточно-Европейская платформа, Тимано-Печорская, Скифская плита, кряж Карпинского), имеющие высокий уровень региональной изученности, где в разрезах установлены разнотипные концентрации рения (чаще всего в составе полиэлементных руд) можно считать полигоном для изучения особенностей формирования и локализации рениевой минерализации в различных типах пород и руд, находящихся на различных глубинных уровнях в осадочных комплексах.

Автором впервые обобщено значительно количество литературных и фондовых материалов, а также получены новые данные, в ходе опробования на рений пород и руд осадочного чехла Европейской России на территории северо-запада Русской плиты (Ленинградская, Новгородская, Псковская области), Калмыкии, Рязанской и Калининградская областей, Татарстана.

На основании выполненного обобщения, было установлено, что повышенные концентрации **Re** характерны для пяти геолого-генетических типов. Для каждого типа присущи определенные структурно-вещественные признаки и условия формирования, определяющие возможность накопления и сохранности в них рения.

**1. Углеродистые и горючие сланцы.** Углеродистые сланцы на рассматриваемой территории имеют различный возраст ( $S_{1-2}$ ,  $O_1$ ,  $D_3$ ,  $P_2$ ), обогащены  $C_{орг}$  и характеризуются комплексной металлоносностью – **V, Mo, U, Cu, Re, Cd, Se, Ag** и др. **Кларк рения в черных сланцах** составляет 0.3–0.8 г/т [Юдович, Кетрис, 1994], что на шесть порядков превышает его кларк в осадочных породах. Наиболее известны **диктионемовые сланцы** ( $O_1$ ) расположенные на северо-западе Русской плиты развитые субшротной полосой в зоне Балтийско-Ладожского глинта. Они характеризуются комплексной рудоносностью (**U, V, Mo, Re, Au** и др.), а средние содержания в них **Re** – 0.1 г/т (единичные пробы до 2.7–3.2 г/т). В **Калининградской области** углеродистые граптолитовые сланцы известны в силурийских отложениях (лландовери). Содержание рения в них составляет в среднем 0.03 (до 0.15 г/т). Здесь же в разрезе осадочного чехла углеродистые сланцы известны в пермских отложениях цехштейна (саснавская свита,  $P_2$ ). Содержание рения в них от 0.2 до 1 г/т (среднее 0.55 г/т). Установлены высокие содержания **Cu, Zn, Pb, Mo, V, PЗЭ**, а также **Se, Bi, As** и элементов платиновой группы. Рениевую специализацию имеют **доманиковые** кремнисто-терригенно-глинистые отложения Тимано-Печорского бассейна, содержащие рений на уровне 0.15 г/т.

**Горючие сланцы** известны в отложениях среднего ордовика и верхней юры. Содержание рения в горючих сланцах-кукерситах развитых на северо-западе Русской плиты невелики – 0.035 г/т. В верхнеюрских сланцах Русской плиты рений также установлен на Кашпирском месторождении горючих сланцев (Среднее Поволжье, Волжский бассейн) где его содержания составляет от 0.06 до 0.14 г/т (среднее 0.1 г/т); на Айювинском месторождении горючих сланцев (Республика Коми, Ижемский бассейн), содержание рения – 0.15–0.27 г/т (среднее 0.2 г/т), а также в сланцах Чим-Лоптюгской площади (Республика Коми, Яренгский бассейн) – 0.074–0.31 г/т.

**2. Медистые песчаники.** В пермских медистых песчаниках Приуралья, характеризующихся комплексной металлоносностью (**Cu, Ag, Re, Au, ЭПГ** и др.), на территории Вятской и Альметьевской меденосной полосы были установлены повышенные концентрации рения до 0.42 г/т, при средних содержаниях на уровне 0.15 г/т.

**3. Комплексные (U-Mo-Re) руды эпигенетической природы.** Рений в большем или меньшем количестве присутствует на многих комплексных (**U, Se, Mo, Re, Sc**) месторождениях урана инфильтрационного эпигенетического типа. На рассматриваемой территории рений установлен в урановых рудах Балковского месторождения (Калмыкия), приурочен-

ного к системе миоценовых эрозионных палеодолин. Его содержание в рудах составляет около 0.14 г/т (до 1.43 г/т). Также повышенные концентрации рения установлены в урановых проявлениях в девонских отложениях Псковской [Енгальчев, 2012a] и Новгородской областей.

**4. Фосфатно-ураново-редкометалльные руды.** На юге европейской части России (Предкавказье, Скифская плита, кряж Карпинского) в осадочном чехле широко развиты углеродистые, глинистые отложения **майкопского бассейна** (олигоцен-ранний миоцен), содержащие уникальные по составу и природе фосфатно-ураново-редкометалльных месторождения Ергенинского рудного района (Калмыкия, Ростовская область). Рений постоянно присутствует в составе руд. Диапазон его содержаний в рудах составляет 0.2–1.4 г/т, в отдельных пробах до 3.98 г/т. Повышенные значения **Re на уровне 1.5–2 г/т приурочены** к высокосернистым рудам и породам, обогащенным сульфидами железа.

**5. Полигенные комплексные урановые объекты в угленосных отложениях.** В угленосных толщах Подмосковского бассейна ( $C_1$ ) известны комплексные уран-полиэлементные (**U-Mo-Re**) месторождения **Бельское, Брикетно-Желтухинское и ряд проявлений** [Кременецкий и др., 2011; Енгальчев и др., 2015]. В песчаниках рудных интервалов на Брикетно-Желтухинском месторождении содержание **Re составляет 3.37 г/т (от 0.5–11.8 г/т)**, тогда как в единичных пробах оно может достигать 150 г/т (!). В составе **U-Mo-Re руд, установлены** повышенные содержания **Se, Cu, Ag, V, Sr, реже Co, Ni, Pb, Zn**.

К настоящему времени генезис комплексного оруденения остается дискуссионным. Различные исследователи связывают формирование уран-полиэлементные (**U-Mo-Re**) руд месторождения с син-диагенетическими или с инфильтрационными эпигенетическими процессами. Автор, придерживается мнения о полигенной природе данного объекта, допуская, что источником рения могли являться скопления углеводородов и минерализованных рассолов, поступивших из толщи рифейских отложений, выполняющих Пачелмский авлакоген, в бортовой части которого располагается месторождение. При среднепалеозойской ( $D_3-C_1$ ) тектоно-магматической активизации Восточно-Европейской платформы, Пачелмский авлакоген испытал вертикальные движения различных знаков, что приводило к изменению режима циркуляции флюидов. Сильно минерализованные металлоносные рассолы, содержащие рений, ассоциирующие с углеводородными залежами, могли разгружаться в выше-лежащие отложения осадочного чехла, формируя рудные скопления.

В углях **Восточного Донбасса** также известны повышенные содержания рения, достигающие на отдельных месторождениях 0.5–0.7 г/т. Кроме того, повышенные концентрации рения установлены в подземных, в том числе термальных, водах.

На основании комплексного анализа имеющегося материала выявлены основные, наиболее значимые, закономерности распределения повышенных концентраций **Re в осадочных комплексах чехла Европейской части России**, определяемые в одной стороны условиями литогенеза осадочных толщ и механизмами концентрирования в них **Re, структурно-вещественными особенностями пород и руд**, а с другой стороны условиями сохранности сформированных концентраций рения.

**1. Связь с органическим веществом.** Повышенные концентрации **Re наблюдаются** в породах обогащенных органическим веществом: углеродистых и горючих сланцах, в нефтях и битумах, в меньшей степени угленосных отложениях, углеродистых глинах и алевролитах. Не касаясь здесь проблемы источников рудного вещества, можно полагать, что районы развития углеродистых сланцев, угленосные и нефтегазоносные бассейны являются потенциально перспективными для выявления повышенных концентраций рения. На рассматриваемой территории такие районы располагаются в пределах Волго-Уральской, Тимано-Печорская и Предкавказская нефтегазоносных области и на Восточном Донбассе.

**2. Связь с комплексными полиэлементными рудами.** Наличие рения в составе медистых песчаников Приуралья и в углеродистых сланцах цехштейна Прибалтики, расположенных в Волго-Уральской нефтегазоносной провинции и Балтийской нефтегазоносной области соответственно, позволяет рассматривать комплексные полиэлементные руды

стратиформного типа, расположенные в нефтегазоносных областях как потенциально перспективные объекты на Re. При этом в качестве источника рудного вещества можно рассматривать углеводородные флюиды.

**3. Рудные объекты эпигенетической природы.** По причине высокой миграционной способности рений подвижен в зоне эпигенеза, что приводит к его накоплению в эпигенетических рудах различных типов, в связи с чем, можно рекомендовать для опробования участки развития различных эпигенетических (инфильтрационных, эксфильтрационных) процессов и расположенные в их пределах рудные объекты.

**4. Связь с авлакогенами.** Анализ площадного распределения повышенных концентраций Re на рассматриваемой территории свидетельствует о наличии пространственной связи их с крупными региональными погребенными рифтогенными структурами – авлакогенами рифейского возраста, залегающими в фундаменте Русской плиты (Среднерусский, Пачелмский и др). Такая же связь наблюдается и для более поздних, среднепалеозойских рифтогенных структур (кряж Карпинского, Днепрово-Донецкий авлакоген). Причина этой связи, вероятно, определяется такими особенностями палеорифтогенных структур как повышенная проницаемость чехла, высокий тепловой поток, наличие металлоносных растворов (рассолов) и углеводородов и др. При этом в качестве источника Re, можно рассматривать не только глубокозалегающие комплексы осадочного чехла и породы фундамента, но и более глубокие уровни коры.

**5. Многоуровневые районы.** Обращает на себя внимание наличие повышенных содержаний Re в комплексных урановых рудах многоуровневых урановорудных районов, установленных на территории Европейской части России [Енгальчев, 2012б]. Имеющиеся данные позволяют рассматривать многоуровневые районы в качестве перспективных объектов на рений, с локализацией повышенных концентраций последнего на различных уровнях осадочного чехла и в породах фундамента.

Таким образом, обобщение и анализ имеющихся материалов, характеризующих рениеносность осадочных комплексов чехла Европейской части России свидетельствует о разнообразии геолого-генетических типов концентрации Re в породах и рудах, имеющих различный возраст, металлоносность, строение, тектоническую позицию. Выявлены основные закономерности распределения повышенных концентраций Re, что позволяет наметить перспективные и потенциально перспективные на рений области и районы, в которых целесообразно сосредоточить усилия на поиски рениевого оруденения. Именно в их пределах могут быть выявлены новые проявления и месторождения. Для освоения рениевых объектов новых и нетрадиционных типов необходимо развитие технологий его извлечения, учитывающих особенности рудных объектов, комплексность вещественного состава руд, а также, что особенно актуально для европейской части России, экологические требования.

### Литература

Енгальчев С.Ю. Эпигенетические рений-уран-молибденовые концентрации в верхнедевонских отложениях на западе Псковской области // Разведка и охрана недр. 2012а. № 6. С. 12–16.

Енгальчев С.Ю. Многоуровневые урановорудные районы европейской части России // Региональная геология и металлогения. 2012б. № 49. С. 101–106.

Енгальчев С.Ю., Пуговкин А.А., Лебедева Г.Б. Геолого-структурные критерии локализации уран-молибден-рениевого оруденения в восточной части Подмосковского бассейна // Региональная геология и металлогения. 2015. № 62. С. 97–104.

Кременецкий А.А., Лунева Н.В., Куликова И.М. Бельское Re-Mo-U месторождение: минералого-геохимические особенности, условия формирования, технология извлечения рения // Разведка и охрана недр. 2011. № 6. С. 33–41.

Трач Г.Н., Бескин С.М. Ресурсный потенциал рения территории России // Разведка и охрана недр. 2011. № 6. С. 26–33.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: УИФ «Наука», 1994. 306 с.

## ВЛИЯНИЕ БИОТИЧЕСКОГО КРИЗИСА НА ГРАНИЦЕ ФРАНА–ФАМЕНА НА РИФООБРАЗОВАНИЕ

Журавлева Л.М.

Российский государственный университет нефти и газа,  
*zhurawlewa.lilia@yandex.ru*

Современные и ископаемые рифы – объекты, формирование которых обусловлено практически непосредственным воздействием организмов на осадочный процесс. Это определяет тесную связь развития рифообразования с развитием жизни, в частности, отдельных групп организмов. В 70-х–80-х годах прошлого столетия выполнен ряд исследований по эволюции рифообразования в истории Земли, прежде всего, в связи с развитием биоты, сменной во времени основных рифостроящих и обитающих на рифах организмов, и соответствующей этому развитию цикличности рифообразования.

Особый интерес представляет детальное исследование относительно узких временных интервалов массовых вымираний организмов и развития рифов в эти периоды. Одним из таких интервалов является граница франского и фаменского веков, с которой связано подобное вымирание. Оно однозначно связывается с событием Кельвассер (**Kellwasser event**). Это событие, точнее два события, зафиксировано двумя пластами черных битуминозных глинистых известняков, верхний из которых соответствует конодонтовой зоне *linguiformis*, а нижний – верхней подзоне *rhenana*. Они выявлены и описаны в Германии, Австрии и Франции, в Северной Африке, Канаде и других районах, и характеризуются резкими положительными аномалиями  $\delta^{13}\text{C}$ , соответствуют подъему уровня Мирового океана, после которого отмечается резкое его падение [Joachimski, Buggisch, 1993].

По данным А.С. Алексеева [1989], который относит это событие к «малым массовым вымираниям», уровень вымирания семейств морских животных оценивается в 13.2%, при этом отмечается почти полное исчезновение в фаменском веке рифов, сложенных скелетами кораллов и строматопороидей. Согласно Дж. Сепкоски [Sepkoski, 1996], на этом рубеже вымерло 22% семейств, и только 1.7% новых семейств появилось в фамене. На уровне родов эти значения составляют 57% и 3.3% соответственно. Проблемы рифообразования на этой границе рассматриваются П. Коппером [Copper, 1989, 2002], Дж. Уэббом [Webb, 1994, 1996].

Не касаясь характеристики рифов отдельных регионов, что частично сделано ранее [Кузнецов, 2002], надо отметить лишь некоторые важные черты с уточнением ранее опубликованных данных.

Франские рифы построены разнообразными организмами, среди которых ведущую роль играли колониальные каркасообразующие ругозы, табуляты и строматопороидеи, в меньшей степени мшанки, разнообразные водоросли.

Принципиально важно зафиксировать время окончания рифообразования, разное в разных регионах. В пределах Русской платформы рифы развивались до конца франа, включая зону *Pa. gigas*, в том числе, зону *linguiformis*, – т.е. уже во время события Кельвассер, после чего практически на всей территории наступил перерыв, соответствующий зоне *Pa. triangularis*. В Нижнем Поволжье рифы верхов франского яруса – ливенского горизонта перекрыты глинистой ливенско-уметовской толщей волгоградского горизонта низов фамена, которая соответствует зоне *Pa. triangularis* [Девон..., 1995; Alekseev et al., 1996].

Рифообразование в Западной Канаде прекратилось значительно раньше – рифы формации Ледюк датируются временем *L. hassi* и *An. triangularis* и перекрыты глинами формации Айртон – зона *L. gigas*, а, возможно, и Дюверней – зона *An. triangularis*.

Девонское рифообразование в бассейне Кэннинг Западной Австралии началось в живете, и эти рифы формировались до зоны *L. gigas* включительно, после чего были, видимо, с перерывом, перекрыты не рифовыми известняками верхов франа, а затем в фамене рифообразование восстановилось, но уже с другим составом рифостроителей в форме иловых холмов.

Принципиально аналогична ситуация, хотя и с определенными особенностями, и с рифами океанического сектора. Одним из детально изученных примеров является рифовый комплекс Эльбингероде в Гарце (Германия), подробно изученный Г. Веллером [Weller, 1991]. Возникнув на подводных вулканических конусах в живете, эти рифы развивались в течение живетского и франского веков. Главными каркасными рифостроителями были колонии строматопороидей, табуляты, ругозы. Сопутствующая фауна также обильна и разнообразна. Это криноидеи, брахиоподы, в меньшей степени наутилоидеи и др.

По схеме Веллера событие Келльвассер 1 прервало рост рифов, но окончательное его прекращение произошло между этими двумя событиями. Важнее другое. В период рифообразования включается и завершающая стадия упадка (погружения – *Demergence*), начало которой соответствует регрессии в течение зоны *U. gigas*, после чего началось последовательное, хотя и прерывистое погружение рифового комплекса и перекрытие его все более глубоководными осадками верхов франа–начала фамена (зоны *Upper gigas* и *Pa. triangularis*). Другими словами, собственно рифообразование заканчивается до события Келльвассер 1, а далее при существовании еще рифообразующей и рифолюбивой фауны идет накопление биогенных в своей основе карбонатных осадков, но не рост рифов. Некоторая специфика рифообразования комплекса Эльбингероде связана, видимо, с его положением в океанической области, значительно более активной по сравнению с платформенной, где движение вулканического основания и его отдельных блоков накладывается на глобальные колебания уровня моря.

Таким образом, окончание рифообразования неодинаково в разных районах и растягивается во времени – иногда прекращается задолго до события Келльвассер (Западная Канада), иногда продолжается и во время этого события, т.е. определяется преимущественно региональными причинами. Иными словами, прекращение формирования рифов непосредственно с биотическим кризисом не связано и, скорее всего, обусловлено резким падением уровня Мирового океана и глобальной регрессией, отмеченной в конце франского века. При последовательном сокращении каркасного рифообразования, развитие каркасных рифостроителей еще продолжается.

Сочетание биологического феномена – массового вымирания, и геологических событий привело к количественным и, главное, качественным изменениям. Далекое не во всех районах интенсивного франского рифообразования, при, казалось бы, тех же благоприятных палеогеографических, в том числе палеогеоморфологических, условиях продолжается формирование рифов.

По сути дела на границе франа–фамена произошла кардинальная смена рифов: если во фране формировались рифы, построенные метазойными каркасообразующими организмами, то в фамене абсолютно преобладали иловые холмы – постройки, созданные в результате жизнедеятельности микробиальных сообществ, в том числе и, по-видимому, при ведущей роли цианобактерий и низших водорослей. Кораллы и строматопороидеи в этих постройках существовали, но каркасообразующее значение они утратили. К тому же многие формы кораллов стали не колониальными, а одиночными.

Последующее вскоре еще одно событие – Хангенберг – (*Hangenberg*) и еще один биотический кризис на границе девона – карбона продлил период отсутствия или, скорее, существенно ограниченного развития каркасных рифов. Уровень вымирания семейств на этой границе «малого массового вымирания» определен А.С. Алексеевым в 20%. Что касается непосредственно рифов, то в турне практически не осталось табулят и, особенно, строматопороидей [Fagerstrom, 1994]. Вновь появившиеся иглокожие (*Pelmatozoa*) и мшанки активной роли как каркасостроители не играли. Начало карбона – турне и визе – время формирования особых иловых холмов уолсортского типа, описанных в Бельгии, Англии, Ирландии, США, и других районах. По сути дела новый этап каркасного рифостроения начался в позднем визе – серпуховском веке [Кузнецов, Антошкина, 2005].

Таким образом, постфранское рифообразование довольно своеобразно. Смена каркасного рифообразования формированием иловых холмов на границе франа–фамен давно отме-



чена в литературе. Важно, что сам период образования иловых холмов оказался, во-первых, самым длительным из всех эпох формирования последних (фамен–турне–первая половина визе), и, во-вторых, видимо, самым массовым по распространению. При этом уже с турнейского века карбонатоосаждающая биота была обильна и разнообразна – фораминиферы, брахиоподы, иглокожие, мшанки и т.д., но продолжали существовать специфические биотопы – иловые холмы, – и хотя в них обитали и, казалось бы, каркасообразующие мшанки, однако существенной роли они не играли.

### Литература

*Алексеев А.С.* Глобальные биотические кризисы и массовые вымирания в фанерозойской истории Земли // Биотические события на основных рубежах фанерозоя. М.: Изд-во МГУ, 1989. С. 22–47.

Девон Воронежской антеклизы и Московской синеклизы / Г.Д. Родионова, В.Т. Умнова, Л.И. Кононова и др. М.: РМСК по центру и югу Русской платформы, 1995. 265 с.

*Кузнецов В.Г.* Закономерности позднедевонского рифообразования // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 5. С. 23–43.

*Кузнецов В.Г., Антошкина А.И.* Поздневизейско–серпуховский этап палеозойского рифообразования // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 5. С. 553–556.

*Alekseev A.S., Kononova L.I., Nikishin A.M.* Devonian and Carboniferous of the Moscow Syncline: Stratigraphy and sea-level changes // Tectonophysics. 1996. V. 268. № 1-4. P. 149–168.

*Copper P.* Enigmas in Phanerozoic reef development // Mem. Ass. Australas Palaeontols. 1989. V. 8. P. 371–378.

*Copper P.* Reef development at the Frasnian/Famennian mass extinction boundary // Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology. 2002. V. 181. P. 27–65.

*Fagerstrom J.A.* The history of Devonian–Carboniferous Reef Communities: Extinctions, Effects, Recovery // Facies. 1994. V. 30. P. 177–192.

*Joachimski M.M., Buggisch W.* Anoxic events in the late Frasnian – Causes of the Frasnian–Famennian faunal crisis? // Geology. 1993. V. 21. P. 675–678.

*Sepkoski J.J.Jr.* Patterns of Phanerozoic Extinction: A Perspective from Global Date Bases // Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic. Berlin: Springer, 1996. P. 35–51.

*Webb G.E.* Was Phanerozoic reef history controlled by the distribution of non-enzymatically secreted reef carbonate (microbial carbonate and biological induced cement)? // Sedimentology. 1996. V. 43. P. 947–971.

*Weller H.* Facies and development of the Devonian (Givetian–Frasnian) Elbingerode Reef Complex in the Harz Area (Germany) // Facies. 1991. V. 25. P. 1–5.

## СТРОЕНИЕ И ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

**Замирайлова А.Г., Эдер В.Г., Бурлева О.В.**

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, ZamirailovaAG@ipgg.sbras.ru,  
EderVG@ipgg.sbras.ru, BurlevaOB@ipgg.sbras.ru*

Изучались состав и условия формирования среднеюрских отложений северо-восточной части Западно-Сибирской плиты, охватывающих стратиграфический интервал от верхов аалена до келловоя (вымская, леонтьевская и малышевская свиты). Изучение проводилось по керну скважин Горчинской и Дерябинской площадей. Разрез вымской свиты, возраст которой определяется как верхи аалена, вскрыт в скважине Горчинской площади в интервале 3425.00–3502.00 м, где он представлен переслаиванием алевролита крупно-мелкозернистого светло-серого тонкослоистого (толщина прослоев от 1.25 до 5 м), песчаника мелкозер-

нистого светло-серого (толщина прослоев 1.23–2.65 м) и прослоев аргиллита (толщина прослоев 0.30–14.58 м). Слоистость горизонтальная, линзовидная, прерывистая, подчеркнута тонкими (толщиной 1–3 мм) прослоями углисто-глинистого состава. Наблюдаются ходы инфавны диаметром до 2 мм, различно ориентированные. На глубине 3489.5 м отмечается прослой угля толщиной 1 см. Содержание органического углерода в пределах 0.79–3.24% и в среднем составляет 1.21%. Глинистое вещество представлено в основном слюдой мусковитового типа, иллит-сметтитом, железо-магниевым хлоритом и каолинитом.

Леонтьевская свита (байос) изучалась в скважинах Горчинской в интервале 3360.00–3375.00 м и Дерябинской площадей в интервале 3425.00–3505.00 м. В первой на Горчинской площади свита представлена алевролитом крупно-мелкозернистым глинисто-известковистым с тонкими (до 1 мм) прослоями углефицированного растительного детрита. Отмечаются ходы инфавны. Содержание органического углерода – 0.47–0.86% и в среднем составляет 0.71%. На Дерябинской площади свита представлена аргиллитами известковистыми с тонкой (1–3 мм) прерывистой горизонтальной и волнистой слоистостью, обусловленной намывами мелкого углефицированного растительного детрита и линзовидными слойками светло-серого мелкозернистого алевролита. Характерны стяжения пирита размером до 7 см, обломки мелкого и среднего углефицированного растительного материала, редкие обломки двустворок и ходы инфавны. Содержание органического углерода – 1.11–1.65% и в среднем составляет 1.56%. Минеральный состав глинистого вещества в леонтьевской свите представлен в основном слюдой мусковитового типа, иллит-сметтитом, железо-магниевым хлоритом и каолинитом.

Малышевская свита (бат) вскрыта на Дерябинской площади в интервале 3425.00–3221.00 м, где она представлена аргиллитом темно-серым до черного с прослоями (1–10 мм) и линзочками светло-серого мелкозернистого известковистого алевролита (1–5 см). Слоистость горизонтальная, волнистая, линзовидная с разной интенсивностью распределения. Порода биотурбирована. Ходы инфавны диаметром 5–7 мм разнонаправленные и заполнены светло-серым мелкоалевритовым материалом. Растительный детрит черного цвета (2–4%) представлен в виде вытянутых по напластованию мелких обрывков. Содержание органического углерода – 0.28–2.42% и в среднем составляет 1.80%. Глинистое вещество представлено слюдой мусковитового типа с примесью железо-магнезиального хлорита, иллит-сметтита и каолинита.

Физико-химические условия формирования рассматриваемых отложений мы анализируем с двух позиций: солёности и окислительно-восстановительного режима.

**Солёность** среды формирования отложений определялась по соотношению в породе Sr/Ba. По данным С.М. Катченкова [1959], предложившего эту методику, величина указанного отношения более единицы указывает на морские условия, менее единицы – на пресноводные. В табл. 1 приведены средние значения содержаний Sr и Ba по изучавшимся свитам и их отношение.

Таким образом, общий режим изменения солёности бассейна в областях седиментации изучавшихся отложений, может рассматриваться как несколько повышенной солёности вод, отвечающего вымской, леонтьевской свитам (Горчинская площадь) и пониженной солёностью вод в северной части, с которым связаны отложения леонтьевской, малышевской свит Дерябинской площади.

**Окислительно-восстановительный режим** формирования отложений традиционно реконструируется по данным аутигенной минералогии и геохимическим показателям, в том числе с учетом микроэлементного состава пород. В настоящее время рядом авторов предложена целая серия геохимических показателей, направленных на решение этого вопроса, таких, как U/Th, Ni/Co, V/(V + Ni), V/Cr и др. [Катченков, 1959; Юдович, Кетрис, 2000; Маслов, 2005 и др.]. С нашей точки зрения, наиболее значимым среди предложенных показателей является отношение Mo/Mn, предложенное В.Н. Холодовым и Р.И. Недумовым [1991]. Это отношение обосновывается хорошо известной устойчивостью марганца в окислительных и умеренно восстановительных обстановках, молибдена – в высоко-восстановительных.

Таблица 1

## Средние содержания Sr и Ba и значения их отношений по юрским свитам Дерябинской и Горчинской площадям

Свита (интервалы по керну)	Среднее содержание, г/т		Sr/Ba
	Sr	Ba	
Дерябинская площадь			
Леонтьевская (3495.0–3505.0 м и 3445.0–3460.0 м)	115.33	290.33	0.41
Мальшевская (3368.0–3382.0 м)	130.67	311.33	0.42
Горчинская площадь			
Вымская (3470.6–3500.0 м)	515.0	521.40	1.01
Леонтьевская (3307.0–3425.0 м)	739.0	520.0	1.41

К сожалению, в наших анализах мы имеем лишь приближенные определения Mo (во всех случаях  $<1$  г/т), что не позволяет нам использовать указанное выше отношение Mo/Mn. В связи с этим мы решили заменить Mo в данном отношении на Ni имея в виду, что этот элемент также является, как и Mo, устойчивым в восстановительных условиях.

Обращаясь к табл. 2, мы видим, что наиболее высокое значение отношений Ni/Mn характеризует породы леонтьевской и мальшевской свит на Дерябинской площади, а что же касается леонтьевской и вымской свит (Горчинская площадь) то показатели отношений здесь несколько понижены.

Как видно из сказанного выше, отложения леонтьевской и мальшевской (Дерябинская площадь) свит формировались в условиях умеренно-восстановительного режима, а вымская и леонтьевская (Горчинская площадь) свиты – в более окислительных условиях.

Условия выветривания в областях сноса определялись на основе геохимических факторов, в качестве которых принимались модули калиевый ( $K_2O/Al_2O_3$ ), натриевый ( $Na_2O/Al_2O_3$ ), гидролизатный ( $Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO/SiO_2$ ) [Юдович, Кетрис, 2000; Маслов, 2005 и др.]. Чем выше гидролизатный модуль, тем более интенсивное выветривание претерпели исходные породы источников сноса. Понижение значения натриевого и калиевого модуля и возрастание величин модулей гидролизатного (см. табл. 2) свидетельствуют о более интенсивных процессах выветривания при формировании материала леонтьевской и мальшевской свитах Дерябинской площади.

На территории исследования среднеюрский нефтегазоносный комплекс представлен двумя резервуарами – вымским и мальшевским. В состав вымского регионального резервуара входят вымская и леонтьевская свиты, первая из которых является проницаемой частью резервуара, вторая – флюидоупором. Для проницаемых пород мальшевской свиты крышкой служат породы гольчихинской свиты. Вымский резервуар представлен в верхней части разреза алевролитами разнозернистыми полевошпат-кварцевыми и литито-полевошпат-кварцевыми с поровым и порово-базальным кремнисто-известковым цементом. Вниз по разрезу алевролиты мелкозернистые полевошпат-кварцевые с поровым глинисто-

Таблица 2

## Геохимические показатели обстановок формирования юрских отложений по Дерябинской и Горчинской площадям

Свита	Ni/Mn	Na <sub>2</sub> O/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ГМ
Дерябинская площадь				
Леонтьевская (3495.0–3505.0 м и 3445.0–3460.0 м)	0.13	0.14	0.20	0.42
Мальшевская (3368.0–3382.0 м)	0.09	0.15	0.20	0.46
Горчинская площадь				
Вымская (3470.6–3500.0 м)	0.05	0.17	0.22	0.40
Леонтьевская (3307.0–3425.0 м)	0.05	0.21	0.21	0.36

Примечание. ГМ – гидролизатный модуль ( $Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO/SiO_2$ ).

известковым цементом. Пористость алевролитов изменяется от 9.55 до 12.49%, а проницаемость ниже  $1.0 \times 10^{-15} \text{ м}^2$  ( $< 0.001 - 0.441 \times 10^{-15} \text{ м}^2$ ). Аргиллиты с линзочками и тонкими прослоями мелкоалевритового материала имеют пористость 9.64–9.73% и проницаемость  $< 0.001 - 0.165 \times 10^{-15} \text{ м}^2$ .

Мальшевский резервуар представлен аргиллитом темно-серым до черного с прослоями и линзочками светло-серого мелкозернистого полевошпат-кварцевого известковистого алевролита. Порода биотурбирована. Обломочная часть представлена угловатыми и полуокатанными зёрнами. Цемент поровый глинистый с примесью слюдистого материала и местами известковистый. В аргиллитах алевролитических показатели пористости составляют 1.37–2.79% и проницаемости  $0.178 - 0.446 \times 10^{-15} \text{ м}^2$ .

### Литература

Катченков С.М. Малые элементы в осадочных породах и нефтях. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 271 с. Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. 289 с.

Холодов В.Н., Недумов Р.И. О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 74–82.

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

## ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ–ИНДИКАТОРОВ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ДРЕВНИХ АЛМАЗОНОСНЫХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Зинчук Н.Н.

Западно-Якутский научный центр АН РС (Я), [nzninchuk@rambler.ru](mailto:nzinchuk@rambler.ru)

В последние годы поисковые работы на алмазы широко развиваются на новых площадях распространения верхнепалеозойских отложений и в первую очередь в пределах Малоботуобинского, Моркокинского и Далдыно-Алакитского алмазоносных районов Сибирской платформы (СП), расположенных, соответственно, в юго-восточной, центральной и северо-восточной частях восточного борта Тунгусской синеклизы. С целью выяснения условий размыва и перераспределения продуктов древних кор выветривания, степени их постседиментационных преобразований в процессе таких работ проводится комплексное изучение вещественного состава элювия на различных породах, а также осадочных верхнепалеозойских отложений описываемой территории. Вещественный состав верхнепалеозойских осадочных толщ основных алмазоносных районов СП, а также фациальные особенности их формирования показывают [Зинчук, 1994, 2000; Зинчук и др., 1983], что осадки, слагающие эти толщи, позже подверглись воздействию диагенетических и гипергенных процессов. Диагенетические процессы выразились в установлении физико-химического равновесия исходных осадков, вызванных действием различных компонентов (гидроксиды железа, органическое вещество и др.). В диагенетический этап формирования пород произошло некоторое их уплотнение и частичная литификация, не достигшие, однако, регионального развития, так как большая часть исследуемых пород находится в рыхлом или слабо сцементированном состоянии, а глинистые породы сравнительно легко размокают в воде. Одной из причин этого явилось то, что исследуемые верхнепалеозойские образования не опускались глубже в стратиферу, а залегают на небольших глубинах, не превышающих первых сотен метров. Поэтому они не подвергались воздействию значительных давлений и температур. Диагенетические процессы отражены в изученных отложениях наличием ряда аутигенных минералов-новообразований [Казанский, 1969; Страхов, 1963], возникших на разных стадиях литификации осадков. Наиболее широко развитыми диагенетическими ми-

нералами в нижних частях верхнепалеозойских осадочных толщ являются сидерит, пирит и гидроксиды железа. В процессе диагенеза возникла также часть кремнистых и глинистых минералов.

*Сидерит* очень широко развит в отложениях отдельных фаций верхнего палеозоя, где он встречается во всех разностях пород – от грубообломочных до пелитовых. Представлен он выделениями различной формы и размеров (от микроскопических стяжений, рассеянных в породах, до достаточно крупных конкреций и сферолитов). Нередко сидерит образует цемент породы. Особенно много его в глинистых гравелитах ланчанской свиты, где он связан, вероятно, с более поздними гипергенными процессами. В породах других толщ верхнего палеозоя он встречается заметно реже. Сидерит образуется при низких значениях окислительно-восстановительного потенциала ( $Eh \approx 0$ ) при достаточно изменчивых величинах рН среды, т.е. относится ко второму этапу диагенеза – этапу восстановительного минералообразования. Учитывая континентальное происхождение обогащенных сидеритом верхнепалеозойских отложений, можно считать, что он возник в осадке на глубине, обеспечивающей его изоляцию от активного влияния свободного кислорода поверхностных вод и атмосферы.

Достаточно широко распространены в верхнепалеозойских отложениях различные формы *пирита*, который отмечен в виде мельчайших образований (рассеянных в породах), более крупных конкреций агрегатного строения, отдельных кристаллов и их сростков, псевдоморфоз по органическим (преимущественно растительным) остаткам и нередко как цемент грубозернистых пород. Пиритовый цемент довольно часто присутствует в гравийно-песчаных породах, где создает крупные сростки кластических частиц. Образуется пирит в условиях восстановительной среды ( $Eh < 0$ ) при изменчивых значениях рН [Страхов, 1963], поэтому в изученных породах, как и сидерит, он возникает на этапе восстановительного диагенетического минералообразования. Несмотря на некоторые сходства условий образования (в диагенезе) сидерита и пирита, между ними существует четкое различие. Их появление регулируется (при наличии в растворе  $Fe^{2+}$ ) концентрациями сероводорода и углекислоты: для сидерита необходима углекислота, а среда может быть слабовосстановительной, нейтральной и даже слабоокислительной. Пирит же может образовываться только в условиях высокой концентрации сероводорода, т.е. в сильно восстановительной среде. Следовательно, пирит должен возникать на более поздних стадиях восстановительного этапа диагенеза, чем сидерит. Это обуславливает определенное распределение этих двух минералов в изученных породах. Обычно слои, обогащенные сидеритом, бедны пиритом, а в слоях, содержащих много пирита, мало сидерита. Однако они иногда встречаются в существенных количествах и вместе. Все это свидетельствует о преобладании в диагенезе верхнепалеозойских осадков в основном восстановительных условий. Исходные осадки были обогащены органическим веществом (преимущественно растительными остатками, сохранившимися в породах до сих пор в форме обугленного детрита или тонких линзочек, прослойков и примазок бурого угля). Естественно, что в таких осадках кислород иловых вод быстро расходовался на окисление органических остатков, что вело к обогащению их  $CO_2$  и, возможно,  $H_2S$ . Заметно менее распространены в исследуемых отложениях минералы, которые могут быть связаны с более ранними этапами диагенеза [Казанский, 1969], в частности, с этапом окислительного минералообразования. Наиболее распространенные из них – минералы группы оксидов и гидроксидов железа – гетит, гидрогетит, гематит, лимонитовые скопления и др. Эти минералы встречаются в виде отдельных частиц и скоплений, но чаще находятся в тонкодисперсной смеси с глинистыми массами, образуя цемент в кластических породах различных частей разреза. Особенно обогащены гидроксидами железа породы лапчанской свиты, хотя они характерны и для всего разреза верхнего палеозоя. Вероятнее всего, в образовании гидроксидов железа в этом случае большую роль сыграли не только диагенетические, но и более поздние гипергенные процессы. Из других образований окислительного этапа в верхнепалеозойских осадочных образованиях отмечены фосфаты, барит, глауконит и цеолиты.

*Фосфаты* представлены колломорфными выделениями, образующими местами цементирующую массу на небольших участках породы. Редко встречается сложный фосфат типа божицкита, хотя существенного значения эти минералы не имеют.

*Барит* довольно часто встречается в отдельных толщах верхнего палеозоя, где представлен мелкими зернами (обычно без следов огранки) и составляет иногда значительную часть тяжелой фракции. Обычно минерал распределен в поровом пространстве обломочных пород и лишь изредка цементирует их небольшие участки. Такое расположение барита указывает на его аутигенное (диагенетическое) происхождение. Образование барита наиболее вероятно в раннем диагенезе, в период, когда иловые растворы содержали  $\text{SO}_4^{2-}$ , т.е. до начала редукции сульфатов – одного из процессов восстановительного минералообразования.

Нередко в кластических и глинистых породах верхнего палеозоя в значительном количестве встречаются цеолиты типа *гейландита*, образующего мелкие кристаллики, которые обрастают обломки полевых шпатов и даже слагают часть цемента породы. Цеолиты обычно являются широко распространенными аутигенными минералами в современных глубоководных океанических отложениях, где они локализованы в верхнем слое осадков вместе с железо-марганцевыми конкрециями и другими образованиями, свойственными этапу окислительного минералообразования раннего диагенеза. Можно считать, что цеолиты богатые водой (в том числе и гейландит) характерны для этого этапа диагенеза. В изученных разрезах верхнего палеозоя некоторая часть цеолитов (особенно в цементе) могла возникать при воздействии гидротерм на определенных участках разреза.

К диагенетическим образованиям относится также небольшая часть глинистых минералов. Основная же часть таких образований имеет аллотигенное происхождение. Однако, аутигенное происхождение определенной части глинистых минералов за счет развития их по обломкам полевых шпатов, эффузивных и пирокластических пород несомненна. Среди них следует отметить монтмориллонит, каолинит, метагаллузит, хлориты (особенно развивающиеся по магнезиально-железистым слюдам). В диагенетических процессах продолжается образование смешанослойных монтмориллонит-гидрослюдистых образований с различной тенденцией к упорядоченности, а также пелитизация обломков эффузивных пород, характерных для верхнепалеозойских отложений. В этот же период при разрушении ильменита и других титанистых минералов могла возникнуть некоторая часть лейкоксеновых агрегатов.

Диагенетические превращения современных осадков завершаются этапом перераспределения аутигенных минералов и образованием конкреций. Эти процессы достаточно широко развиты в описываемых породах и продолжают в настоящее время. Конкреции образуют сидерит и пирит, а для других диагенетических минералов они не характерны. Сравнительно небольшие размеры основной части диагенетических конкреций в верхнепалеозойских породах указывают на продолжающееся развитие этого процесса. На данном этапе происходит изменение структурно-текстурных особенностей глинистых минералов в мелкозернистых породах и цементирующей массе, а также перекристаллизация карбонатного цемента с образованием характерных лучистых структур. Происходит также возникновение и перекристаллизация различных типов цемента: сидеритового, пиритового, железистого и более редких – цеолитового и баритового. По особенностям вещественного состава не отмечено следов катагенеза. К этому выводу приводит изучение фациальных (структурно-текстурных) особенностей формирования различных типов пород, значительная часть которых и в настоящее время находится в рыхлом состоянии (пески, алевролиты, галечники и др.).

Обломочный материал в породах распределен довольно свободно, отчего широко развиты базальные или обильные поровые цементы глинистого или карбонатного состава, что связано с отсутствием на них следов влияния интенсивного сжатия. Не отмечено также таких процессов как коррозия и растворение, регенерация и метасоматоз.

Отдельные верхнепалеозойские толщи иногда несут четко выраженные следы постседиментационного выветривания. Наиболее четко это отмечается для нижних частей (базальных горизонтов) лапчанской свиты, где широко развиты характерные «галечки» пели-

тизированных эффузивов и пирокластов. Их хорошая окатанность указывает на дальность переноса, а хрупкое пелитоморфное сложение отрицает возможность такого переноса. Следовательно, эти обломки подверглись интенсивной пелитизации в постседиментационный период. Относить эти процессы только к диагенетическим не представляется возможным, так как в более молодых юрских отложениях, содержащих эффузивный материал, подобные «галечки» встречаются значительно реже. Поэтому нам представляется, что возникновение таких «галечек» связано с достаточно интенсивным выветриванием нижних слоев лапчанской свиты во время перерыва в осадконакоплении. При длительном воздействии поверхностных агрессивных вод происходило гидролитическое изменение обломков неустойчивых эффузивов и туфов с превращением их в глинистые агрегаты, сохраняющие реликты исходных структур. Выделяющееся при этом железо связывалось с  $\text{CO}_2$  для образования сидерита, обильно наполняющего слои таких гравелитов. Пузырьки  $\text{CO}_2$ , выделявшиеся при окислении органического вещества, становились центрами для образования полых оолитов сидерита. Обилие органического вещества не позволило свободному кислороду окислить эти образования до оксидов железа.

Минералы группы алюминита (алунит, алюминит, паралюминит, ярозит и др.), нередко встречающиеся в верхнепалеозойских отложениях (особенно в лапчанской свите), образовались, вероятнее всего, в процессе гипергенного преобразования пород, когда стало возможным интенсивное окисление пирита. За счет этого возникла серная кислота, реагирующая с богатыми глиноземом соединениями, которыми могли служить глинистые минералы или продукты их выветривания. В результате таких реакций возникли упомянутые сульфаты. На участках выхода верхнепалеозойских пород на дневную поверхность их выветривание происходит и в настоящее время.

Все сказанное свидетельствует, что изученные верхнепалеозойские отложения основных алмазоносных районов СП претерпели в основном диагенетические изменения и находятся на стадии конкрецииобразования или протокатагенеза [Вассоевич, 1975]. Катагенетические процессы в них слабо выражены. Это подтверждается результатами замера отражательной способности углистых частиц, встреченных в отложениях лапчанской и углей боруллойской свиты, а также преимущественно аллотигенной природой глинистых минералов в отложениях всего изученного верхнепалеозойского разреза. В разрезе боруллойской свиты отмечаются углистые глины с маломощными прослоями углей, которые имеют близкие значения отражательной способности витринита, но нередко – различный микрокомпонентный состав. Макроскопически верхнепалеозойские угли матовые, однородные с редкими полосками более блестящего угля. Цвет их буровато-черный, блеск тусклый, излом полураковистый. Микроскопически уголь клареновый с неоднородным, тонкопористым, мелкоаттритовых раздробленным веществом желтовато-бурого цвета. Довольно часто наблюдаются тонкие (до 0.1–0.4 мм) прожилки витрина обычно трещиноватого. Атрит представлен мелкими комочками гелифицированного вещества, обрывками устойчивых коровых тканей (феллинит) и ксиловитренов. Фюзенизированные компоненты встречаются редко. Это мелкие линзы ксиловитрено-фюзена и фюзенизированный атрит. Липоидные компоненты представлены в основном кутикулами с неровными расплывчатыми краями и смолоподобными образованиями линзовидной формы. Минеральные примеси в угле представлены глинистым веществом и пиритом.

Степень участия выветрелых образований в формировании древних верхнепалеозойских осадочных толщ может быть оценена не только на основании петрографического изучения крупнообломочного материала, а и более уверенно по результатам пофракционного изучения минерального состава. С этой целью можно также использовать структурные особенности некоторых слоистых силикатов, в частности соотношение основных базальных рефлексов диоктаэдрических гидрослюдов. Установлена зависимость обогащенности верхнепалеозойских толщ продуктами размыва и переотложения кор выветривания от структурного положения того или иного участка. Так, с конседиментационных поднятий (Улу-Тогинское, Чернышевское и др.) сносился материал на протяжении позднего палеозоя, поскольку

на них выветривания продолжалось и во время размыва и осадконакопления в смежных локальных депрессиях. И тот факт, что верхнепалеозойские отложения, обогащенные продуктами переотложения кор выветривания, соседствуют с конседиментационными палеоподнятиями и их склонами при наличии в них кимберлитового материала, имеет важное поисковое значение.

### Литература

- Вассоевич Н.Б.* Происхождение нефти // Вестник МГУ. Геология. 1975. № 5. С. 3–23.
- Зинчук Н.Н.* Коры выветривания и вторичные изменения кимберлитов Сибирской платформы. Новосибирск: Изд-во НГУ, 1994. 240 с.
- Зинчук Н.Н.* Постмагматические минералы кимберлитов. М.: Недра, 2000. 538 с.
- Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Борис Е.И.* Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений. М.: Недра, 1983. 196 с.
- Казанский Ю.П.* Выветривания и его роль в осадконакоплении. М.: Наука, 1969. 126 с.
- Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.

## ВОПРОСЫ СОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ МЕТОДОВ ПОИСКОВ АЛМАЗНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ДРЕВНИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ

**Зинчук Н.Н.**

*Западно-Якутский научный центр АН РС (Я), [nzninchuk@rambler.ru](mailto:nzinchuk@rambler.ru)*

Важнейшим для древних платформ Мира является вопрос *возрастного становления кимберлитов* – главной ультраосновной породы, содержащей алмазы. Несмотря на длительность исследования алмазоносности Сибирской платформы (СП), многие аспекты остаются до настоящего времени неясными. Это касается проблемы коренных источников алмазов на красноярских и иркутских перспективных площадях, алмазов «эбеляхского» типа, причин разной продуктивности кимберлитовых полей Лено-Анабарской и Вилюйской субпровинций, связанных, по мнению многих исследователей, с единым протолитом. Требуют также геологического осмысления обширные материалы, касающиеся радиологического датирования алмазоносных и потенциально алмазоносных магматитов, роли разломов, авлакогенов, геофизических характеристик разных по продуктивности площадей, причины разной продуктивности кимберлитовых полей основных провинций. Возникает необходимость дополнительного исследования установившиеся представления об эпохах становления кимберлитов СП, из которых практически значимыми признаются только среднепалеозойская и, с большими оговорками, триасовая. При этом отмечается общее падение продуктивности кимберлитов от центра провинции к периферии, объясняемое различными причинами [Харькив и др., 1995].

Ранее нашими исследованиями показано [Зинчук и др., 2010, 2013], что на ряде древних платформ мира основными эпохами мощного корообразования и эндогенного рудообразования (в том числе и алмазоносного магматизма) являлись: ранний докембрий (4000–1650 млн лет), поздний протерозой (1650–570 млн лет), каледонский этап (570–400 млн лет), раннегерцинский (400–310 млн лет) и позднегерцинский (310–205 млн лет) этапы, киммерийский (205–137 млн лет), раннеальпийский (137–65 млн лет) и позднеальпийский (65 млн лет) этапы. Несмотря на то, что на Африканской платформе (АП) все эти временные интервалы являются промышленно продуктивными, на СП в Якутской алмазоносной провинции (ЯАП) практически значимыми признаются только среднепалеозойские кимберлиты и частично триасовые.



Во многом причина различной продуктивности территории СП связана с неодинаковой степенью изученности различных ее частей, в частности западная половина региона исследована на алмазы очень слабо. Рассматривая по выделенным временным срезам-этапам процесс становления продуктивных магматитов в пределах СП, можно увидеть, что отдельные ее части оказались в разные интервалы в различных историко-минералогических провинциях (ИМП), пространственное совмещение которых отражает миграцию кимберлитообразования в пространстве и времени. *Историко-минерагеническими провинциями* мы [Зинчук и др., 2010, 2013] именуем площади континентов и океанических бассейнов Земли с массовыми проявлениями аккумуляций рудного и нерудного вещества, сформировавшегося в определенный историко-минерагенический этап.

Наиболее ранний *раннепротерозойский* эруптивный мантийный магматизм предполагается в центральной части *Алданской ИМП* по присутствию минералов-спутников алмаза и мелких ксенолитов эклогитоподобных пород в песчаниках венда р. Джеконда. В пределах *Усть-Ленской ИМП* существуют некоторые признаки того, что северо-восток СП в раннем протерозое был областью алмазоносного магматизма.

Вклад *рифейского этапа* и его авлакогенеза в алмазоносность СП определяющий, поскольку это было время формирования алмазоносных протолитов в центральных районах и поступления алмазоносного материала в верхние горизонты земной коры в периферических районах. Для рифея выделяют *Анабарско-Оленекскую, Ангарско-Тунгусскую и Алдано-Становую ИМП*. Наиболее древними рифейскими диатремами, выявленными в Анабарско-Оленекском регионе, являются тела вулканических брекчий в бассейнах рр. Большая Куонамка и Хорбусуонка. В Ангарско-Тунгусской ИМП с рифейским возрастом известны слабоалмазоносные кимберлиты Ингашинского (Окинского) поля Присяянского алмазоносного района.

*Раннепалеозойский этап* отдельными исследователями считается временем «предрудной подготовки». Области проявления каледонского алмазоносного магматизма относятся к *Вилуйской и Анабарско-Оленекской ИМП*. Для *раннегерцинского этапа (средний девон-ранний карбон)* возрастные датировки имеются для трубок 12 кимберлитовых полей ЯАП. Выделяются раннегерцинские *Вилуйская, Анабарско-Оленекская и Ангарско-Тунгусская ИМП*. Основные поля среднепалеозойских кимберлитов расположены в центральной части платформы, ее *Вилуйской ИМП*. Однако появляется все больше данных о среднепалеозойских алмазоносных диатремах Анабарской субпровинции. На юго-западе СП в пределах Ангарского кратона с возрастом консолидации 2.6 млрд лет выделяются следующие алмазоносные районы: *Присяянский, Чуно-Бирюсинский, Муру-Ковинский, Илимо-Катангский, Нижне-Тунгусский и Тычанский*, перспективные на обнаружение высокоалмазоносных диатрем как среднепалеозойского, так и мезозойского возрастов. Потенциально алмазоносные и алмазоносные магматиты *позднегерцинского этапа (средний карбон-средний триас)* известны в *Анабарской, Оленекской и Ангарско-Тунгусской ИМП*. Позднегерцинские (310–200 млн лет) кимберлиты *Молодинского, Куойского, Куранахского, Лучаканского, Ары-Мастахского и Старореченского* относятся к Анабарско-Оленекской ИМП. Следует подвергнуть тщательному анализу *геолого-тектоническую (структурно-тектоническую и геодинамическую)* позицию перспективных территорий [Зинчук и др., 2004а, 2004б], так как в сложных геологических условиях структурно-тектонические критерии могут иметь решающее значение при определении перспективности той или иной площади и стадийности проведения на ней дальнейших поисковых работ.

В настоящее время прогресс в вопросах открытия новых кимберлитовых полей, их кустов и самих трубок в сложных условиях поисков на закрытых территориях невозможен без привлечения структурно-тектонических и геофизических предпосылок. Для получения сведений о структурно-тектонических особенностях региона и конкретных перспективных участков применяется [Харьков и др., 1995] комплекс *геофизических исследований*, включающий *грави- и магнитометрию, сейсмические, электроразведочные и другие методы*. Выделенные и обработанные геофизические аномалии в большинстве случаев подвергаются

геологической заверке для выяснения их природы. Особенно результативными эти методы были на начальных стадиях геолого-геофизических исследований на новых территориях. Важной задачей при прогнозно-поисковых работах на алмазы является [Зинчук и др., 2004а, 2004б] наличие дробной *стратиграфической схемы* отложений и древних коллекторов, в составе которых установлены алмазы и их парагенетические минералы-спутники.

В настоящее время в основных алмазоносных районах ЯАП (Малоботуобинском, Далдыно-Алакитском и Среднемархинском) применяются измененные и укрупненные стратиграфические схемы, в которых потенциально алмазоносные осадочные толщи лапчанской (P<sub>1</sub>l) и иреляхской (T<sub>3</sub>-J<sub>1</sub>ig) свит, являющиеся, по сути, *формацией перемыва и перетложения древних кор выветривания*, соединены с более молодыми отложениями. К этим свитам приурочены древние алмазоносные россыпи (к первой – Солур, ко второй – Водораздельные галечники и Новинка) и по ним проводились поиски и коренных источников алмазов. Основным методом поисков алмазных месторождений был, есть в большинстве геолого-поисковых обстановок и останется *минералогический*.

В результате более чем 50-летних геологоразведочных работ на СП открыты уникальные месторождения алмазов, что позволило в очень короткие сроки создать мощную алмазодобывающую промышленность. Возрастание сложности решения геологоразведочных задач в центральной части платформы в ЯАП, где сосредоточены основные производственные мощности акционерной компании «АЛРОСА», а также расширение поисков за ее пределами (Иркутская область и Красноярский край) повышают актуальность прогноза алмазоносности на территориях со сложным геологическим строением. Поскольку *алмаз* является главным минералом объекта поисков, представляется весьма важным привлечь к решению прогнозно-поисковых задач широкое разнообразие его типоморфных особенностей.

Внедрение в последние годы в практику прогнозно-поисковых работ современных физико-химических методик изучения вещественного состава магматических и осадочных пород существенно повысило эффективность применяемого шлихо-минералогического метода. При проведении алмазопроисковых работ детальному комплексному исследованию следует подвергать терригенные осадочные толщи, содержащие продукты перемыва и перетложения местных источников сноса и в первую очередь кимберлитов. Отложения платформенной субформации свойственны аллювиальным образованиям и осадкам начальных, ранних, поздних и конечных стадий геологического развития озерно-болотных водоемов, областей прибрежных равнин и эпиконтинентальных бассейнов.

Таким образом, проведенный анализ материала по алмазоносности СП позволяет утверждать, что, несмотря на большой объем полученного за более чем полувековой период фактического материала, есть ряд проблемных вопросов, решение которых будет способствовать повышению эффективности поисков алмазоносных кимберлитов. Важнейшим вопросом в этой проблеме является слабая изученность и освещенность геологических и тектонических аспектов локализации месторождений алмаза, которая в большей степени связана с недостаточностью наших знаний о строении и алмазоносности значительной части СП. В ее пределах имеются площади россыпных узлов и кимберлитовых полей, изученных десятками и сотнями тысяч скважин, в то время как западная часть и территории с широким развитием пород трапповой формации очень слабо изучены.

Имеющиеся ныне неравноценные и неравномерно распределенные материалы позволяют различать два мегаэтапа в формировании алмазоносности СП. Ранний охватывает время от архея до рифея включительно, т.е. от появления собственно алмаза в недрах до первого его поступления в приповерхностные обстановки. Для мегаэтапа характерны полицентризм, тяготение к периферийным частям платформы и разнообразие транспортеров. Второй мегаэтап (средний палеозой-эоцен) отличался от первого пространственным расположением проявлений, моноцентризмом и преобладанием диатрем кимберлитов.

Однако для реального решения практических прогнозно-поисковых задач в пределах СП, кроме поисков среднепалеозойских кимберлитов, следует акцентировать внимание и на другие эпохи мощного корообразования и алмазоносного магматизма: раннепротерозой-

ский, рифейский, раннепалеозойский, каледонский, раннегерцинский, позднегерцинский и киммерийский этапы. Очень важным являются задачи установления структурно-тектонического контроля проявлений кимберлитового магматизма, что выражается в выяснении пространственной, генетической, историко-геологической связи ультраосновного магматизма с основными геоструктурами древних платформ, определяющими их геолого-структурный план на различных этапах истории развития региона.

Допуская, что источником алмазоносных трубчатых кимберлитов могли быть в коре некоторые участки раннедокембрийских кратонов, можно утверждать, что рифтогенез является самостоятельным тектоническим режимом, сыгравшим огромную роль в геологической истории Земли, начиная с докембрия. Выявление структурно-тектонического контроля кимберлитовых полей следует проводить на основе подробной и объективной геологической интерпретации представительного фактического материала: карты геофизических полей, данные сейсморазведки, геологические, структурные, тектонические, палеотектонические карты, а также данные по комплексному изучению керна скважин колонкового бурения. Очень важным являются установления пространственной и структурно-тектонической связи рифейских, среднепалеозойских и мезозойских кимберлитов с авлакогенами и другими рифтогенными структурами, поскольку их алмазоносные разности обычно располагаются в линеаментных (малоамплитудных) рифтах, пересекающих термоблемы на ортократонах.

Для выделения термоблем необходим анализ геофизических полей ортократонов. Предварительно термоблемы выделяются по картам гравитационных и магнитных полей, а затем они изучаются сейсмическими профилями. Тектонический анализ позволяет выделять главные рифтовые структуры, в том числе линеаментные рифты рифейского среднепалеозойского и мезозойского возрастов. Составляемые тектонические схемы, дающие общее представление о контроле ортократонов, в дальнейшем необходимо уточнять с помощью дополнительного геолого-геофизического материала, подтверждающего линеаментные рифты, пересекающие термоблемы.

Система прогнозирования алмазоносных кимберлитовых полей состоит в последовательном выделении ортократонов, термоблем, линеаментных рифтов и кимберлитовых полей. Выделяемые ортократоны позволяют проводить районирование древних платформ и вычленять для дальнейшего прогнозирования перспективные территории. Имеются все основания ожидать развитие новых и совершенствования уже применяемых геофизических методов, что позволит уточнять на доступных глубинных геолого-структурные особенности территорий, выделять и выяснять природу геофизических аномалий. Эффективность стратиграфических построений на перспективных территориях во многом зависит от детальности построений и выделения толщ, обогащенных материалом из местных источников сноса (в том числе из кимберлитовых диатрем). Следует усилить и расширять исследования типоморфных особенностей продуктов выветривания различных пород с целью более уверенной диагностики перетолженного кимберлитового материала в продуктивных осадочных толщах.

Важнейшее направление – это изучение полигенеза алмазов с точки зрения типа и возраста их коренных источников. Нередко в россыпях встречаются алмазы, не характерные для кимберлитов данных территорий. Онтогенетический и типоморфный анализы первичных минералов кимберлитов в совокупности с методом морфогенетических рядов и парастерическим анализом позволяют реконструировать историю индивидуального развития объектов (минеральных индивидов, ассоциаций и ореолов), а также геологическую историю их развития.

### Литература

*Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П.* Поисковая минералогия алмаза. Новосибирск: Гео, 2010. 650 с.

*Зинчук Н.Н., Борис Е.И., Яныгин Ю.Т.* Особенности минерагении алмаза в древних осадочных толщах. Мирный: МГТ, 2004а. 172 с.

Зинчук Н.Н., Дукардт Ю.А., Борис Е.И. Тектонические аспекты прогнозирования кимберлитовых полей. Новосибирск: Сибтехнорезерв, 2004б. 166 с.

Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Крайнов А.В. Кимберлиты в истории Земли. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2013. 100 с.

Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырев Л.Т. Историко-минерагенический анализ коренной алмазности Сибирской платформы. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2010. 100 с.

Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Геолого-генетические основы шлихо-минералогического метода поисков алмазных месторождений. М.: Недра, 1995. 348 с.

## ПРИКЛАДНЫЕ АСПЕКТЫ ОСОБЕННОСТЕЙ ВЫВЕТРИВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ПОРОД

Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н.

Западно-Якутский научный центр АН РС (Я), [nzinchuk@rambler.ru](mailto:nzinchuk@rambler.ru)

Выветривание представляет собой глобальный процесс физико-химического преобразования их как в субаквальных, так и в основном субаэральных условиях [Петров, 1967]. Процесс выветривания затрагивает практически все слагающие верхнюю оболочку Земли породы, т.е. изверженные, метаморфические и осадочные, включая карбонатные и хемогенные разности последних. Наиболее четкие закономерности указанного процесса наблюдаются [Зинчук, 1992, 1994] в профилях выветривания алюмосиликатных пород (особенно изверженных), отдельные разности которых характеризуются выраженной контрастностью, как по химическому составу, так и по минералогическим особенностям. Однако для выяснения некоторых частных вопросов минералогии кор выветривания (КВ) при сравнительном анализе различных типов элювиальных продуктов весьма важные данные могут быть получены также при изучении кор и на осадочных породах. Механизм гипергенного преобразования различных гипогенных минералов определяется [Хитров и др., 1987] их структурными особенностями. Так, минералы островной (оливин), цепочечной (пироксены), ленточной (амфиболы) и каркасной (полевые шпаты) структур в процессе выветривания подвергаются последовательному растворению. В отличие от этого, слоистые силикаты (к группе гипогенных разновидностей которых относятся главным образом слюды и в меньшей степени хлориты и серпентиновые минералы) в зоне гипергенеза испытывают гамму различных твердофазных трансформаций. В результате этого из продуктов преобразования первичных минералов в каждой зоне возникают новые вторичные минералы. Практически *бесслюдистые кислые породы*, как, например, *лейкократовые граниты* о. Ольхон на Байкале, содержат до 54% микроклина, 22% олигоклаза, 16% кварца и 4% слюды (мусковита и биотита). В нижней зоне профиля выветривания такие породы характеризуются, за счет начальной стадии разложения плагиоклаза и наименее устойчивой части калиевого полевого шпата, появлением лишь небольшого количества (~4%) слабо упорядоченного преимущественно Al-Fe<sup>3+</sup>-монтмориллонита ( $b = 0.894$  нм) и галлуазита ( $b = 0.894$  нм). Несмотря на одинаковые значения указанного параметра, последний, в отличие от очень мелких псевдоизометрических частиц монтмориллонита, четко диагностируется под электронным микроскопом по трубчатой форме кристаллов. Одновременно с этим, вследствие более слабой устойчивости триоктаэдрических слюд по сравнению с их диоктаэдрическими аналогами, подвергается быстрой деградации также биотит. Это сопровождается частичной диоктаэдризацией исходного материала с возникновением небольшого количества монтмориллонит-гидро-слюдистого смешанослойного образования с тенденцией к упорядоченному чередованию преобладающих – неразбухающих пакетов с подчиненными – разбухающими. В средней зоне профиля выветривания в результате интенсивного разложения указанных выше исходных минералов резко увеличивается содержание монтмориллонита и особенно галлуазита.

В то же время вследствие неустойчивости монтмориллонита по мере последовательного снижения щелочности среды из продуктов его разложения формируется каолинит ( $b = 0.890$  нм) в виде относительно крупных пачек как по оси  $c$ , так и в плоскости  $ab$ . Верхняя зона, благодаря резко выраженной кислой среде, характеризуется преобладанием процесса преобразования главной массы микроклина в каолинит с более высокой, чем в средней зоне, степенью совершенства структуры, но с меньшим в целом размером его доменных микроблоков. В свою очередь, доля галлуазита снижается, а монтмориллонит, в связи с интенсивным дренажем и быстрым выносом из этой зоны неустойчивых химических элементов, не возникает вообще. Изученные нами *бесслудистые основные породы* (в частности, *амфибол-плагноклазовые гнейсы архея*), развитые в указанном регионе, представлены на 60% плагноклазом типа андезин-лабрадора и на 40% амфиболом. В нижней зоне профиля выветривания этих пород из гипергенных минералов содержится только небольшая примесь монтмориллонита. Однако, по сравнению с кислыми породами, последний относится преимущественно к триоктаэдрической  $Mg-Fe^{2+}$ -разновидности ( $b = 0.918$  нм). Средняя зона в результате смены восстановительной обстановки на окислительную характеризуется гаммой промежуточных разновидностей монтмориллонита от три- до собственно диоктаэдрической ( $b = 0.900$  нм). За счет продуктов деструкции последней, как и в соответствующей зоне профиля выветривания кислых пород, развивается каолинит ( $b = 0.892$  нм). В отличие от аналогичной зоны выветривания кислых бесслудистых пород, в элювии основных пород этот минерал имеет более высокую степень совершенства структуры, о чем свидетельствует четко идентифицируемая его политипная модификация  $1T_k$ . Кроме того, каолинит в профиле выветривания этих пород характеризуется повышенной дисперсностью. Благодаря большей устойчивости минералов цепочечной и ленточной структур, по сравнению с каркасной, образование монтмориллонита в условиях сохранения слабощелочной среды продолжается, в отличие от кислых пород, и в верхней зоне. При этом последовательно усиливается процесс возникновения промежуточных фаз с элементами ди-триоктаэдрического заселения октаэдрических позиций в их структуре, т.е. образованием ди-триоктаэдрического  $Mg-Fe^{3+}$ -монтмориллонита ( $b = 0.908$  нм). Возрастает содержание каолинита, в котором одновременно повышается степень совершенства структуры. Формирование отдельных зон в разрезах КВ бесслудистых изверженных пород как кислого, так и основного состава имеют в целом общие черты. В профиле выветривания обоих типов пород средняя зона характеризуется в основном развитием в виде промежуточной фазы монтмориллонита, а верхняя – весьма устойчивого в зоне гипергенеза каолинита. Благодаря присутствию в кислых породах альбита образуется также галлуазит. В отличие от рассмотренных выше бесслудистых пород, *слудистые образования* (как, например, *терригенно-карбонатные отложения* нижнего палеозоя Западной Якутии), содержат в нижней зоне профиля выветривания диоктаэдрическую гидрослюда ( $b = 0.900$  нм) в виде смеси политипных модификаций  $1M$  и  $2M_1$  ( $1M > 2M_1$ ), триоктаэдрический хлорит ( $b = 0.922$  нм) и серпентин ( $b = 0.935$  нм). Эти отложения характеризуются развитием на них доверхнепалеозойской и донижнеюрской КВ. Наибольшее преобразование исходные породы претерпели в КВ средне-позднетриасового возраста. В средней зоне коры выветривания рассматриваемых пород хлорит и серпентин полностью исчезает. Подвергается существенной деградации также гидрослюда  $1M$  (как менее устойчивая по сравнению с  $2M_1$ ), причем трансформационные процессы в структуры гидрослюда  $1M$  обуславливают значительное увеличение количества разбухающих слоев, в то время как гидрослюда  $2M_1$  остается относительно стабильной. В результате этого возникает монтмориллонит-гидрослюдистое смешанослойное образование вначале с содержанием менее 40% разбухающих пакетов, но в верхней зоне количество последних увеличивается и становится больше 40%. Вследствие весьма низкого совершенства структуры этой фазы она в кислой среде, свойственной верхней зоне коры выветривания, быстро подвергается деструкции, и из образующихся продуктов возникает полубеспорядочный в структурном отношении каолинит. В результате указанных трансформаций содержание гидрослюда  $1M$  к верхам профиля резко снижается, поэтому здесь наблюдается преобладание политипа  $2M_1$  ( $2M_1 > 1M$ ). В свою

очередь, слюдястые породы основного типа, в частности, *амфибол-флогопит-плаггиоклазовые гнейсы* архея Приольхонья, содержат около 50% основного плаггиоклаза, 30% флогопита, 20% амфибола. В нижней зоне КВ они характеризуются наличием, кроме того, примеси триоктаэдрического хлорита ( $b = 0.920$  нм), а также три- (или  $\text{Mg-Fe}^{2+}$ -) и диоктаэдрической (или  $\text{Al-Fe}^{3+}$ ) разновидностей монтмориллонита ( $b$ , соответственно, 0.920 и 0.891 нм), связанных в последнем случае с начальной стадией трансформации флогопита в свойственной этой зоне восстановительной обстановке и в небольшом объеме с деструкцией плаггиоклаза. В слабо выветрелых частях общей верхней зоны в связи с развитием вверх по профилю выветривания все более окислительной обстановки флогопит трансформируется в вермикулит ( $b = 0.916$  нм). Плаггиоклаз и амфибол в этих условиях подвергаются интенсивному растворению, причем из продуктов разложения первого (как и в нижней зоне) возникает ди- ( $b = 0.996$  нм), а второго – ди-триоктаэдрический, или  $\text{Mg-Fe}^{3+}$ -монтмориллонит ( $b = 0.906$  нм). При этом, учитывая высокую основность плаггиоклаза, при его деструкции в виде побочной фазы синтезируется также  $\text{CaCO}_3$  в виде кальцита. Одновременно в результате деструкции диоктаэдрического монтмориллонита и полностью диоктаэдризированной части триоктаэдрической разновидности этого минерала возникает каолинит, характеризующийся относительно упорядоченной структурой и весьма высокой дисперсностью частиц. На многих кимберлитовых трубках древних платформ Мира отмечена остаточная древняя КВ, обычно находящаяся на стадии начальной гидратации и частичной перекристаллизации первичных минералов, а также выщелачивания наименее устойчивых компонентов. Особенности вещественного состава и физико-механических свойств пород в таких разрезах нередко позволяют достаточно надежно выделять определенную зональность. Изученные нами разности *ультраосновных пород*, как например, *кимберлиты* Сибирской платформы, представлены агрегатами серпентина из слоев типа *A* и *B* ( $b = 0.929$  нм) и кальцита с рассеянными выделениями магнетита, а также разнообразными псевдоморфозами по оливину и переменным количеством вкрапленников флогопита. В нижней зоне КВ таких пород содержится, кроме того, примесь хлорита ( $b = 0.920$  нм), сепиолита, ди-триоктаэдрического  $\text{Mg-Fe}^{3+}$ -монтмориллонита ( $b = 0.905$  нм) и гидрослюд ( $b = 0.900$  нм) *1M*, ассоциирующей с монтмориллонит-гидрослюдистыми смешанослойными образованиями, относящимися в последних двух случаях в продуктах частичной диоктаэдризации флогопита. В средней зоне отмечается последовательное увеличение количества гидрослюды, а серпентин представлен только слоями *A*. Одновременно с этим резко увеличивается содержание как  $\text{Mg-Fe}$ -хлорита, так и близкого к собственно  $\text{Mg}$ -разновидности, а также  $\text{Mg-Fe}^{3+}$ -монтмориллонита. Смешанослойная фаза в этих двух частях разреза характеризуется тенденцией к упорядоченному чередованию преобладающих – неразбухающих пакетов с подчиненными – разбухающими.

Таким образом, сравнительный анализ рассмотренных выше КВ показывает, что наряду с минералогическими особенностями исходных пород и гидрогеохимическими условиями среды важное значение в формировании элювиальных продуктов имеют также три следующих фактора. Первый – это степень структурной упорядоченности первичных минералов. Второй связан с унаследованностью этих свойств вновь возникающими фазами. И третий включает универсальность процесса преобразования гипогенных и образования гипергенных минералов в профилях выветривания, развитых на различных типах пород. При этом успешное использование трех сформулированных выше дополнительных положений для объективного выявления закономерностей зонального строения кор выветривания может основываться только на комплексном оптико-электронно-микроскопическом и структурно-кристаллохимическом их изучении. Указанная методология позволяет дифференцировать на структурном уровне одни и те же видовые разновидности первичных минералов, а также идентифицировать вторичные слоистые силикаты, различающиеся в последнем случае либо характером заселения октаэдрических позиций в их структуре (т.е. ди- или триоктаэдрическим мотивом кристаллической решетки), либо способом взаимного наложения отдельных силикатных слоев в структуре этих минералов, или их политипией. Важное

прикладное значение имеют отмечаемые макрооднородные элювиальные толщи в верхних частях диатрем, некоторые микроотдельности которых также характеризуются зональным строением. Унаследованность первичных свойств новыми гипергенными фазами позволяет объективно оценивать структурно-кристаллохимическую природу возникающих вторичных продуктов и их генетическую связь с исходными минералами, что имеет важное научное и практическое значение. Последнее относится и к установленным кристаллохимическим аспектам возникновения и изменения пороодообразующих минералов, а также последовательности преобразования некоторых (особенно железосодержащих) минералов кимберлитов на разных стадиях гипергенного процесса. Элювиальные толщи в верхних частях диатрем образовались в условиях гумидного климата и повышенной трещиноватости вмещающих пород. В процессе выветривания в таких трещиноватых частях и на контактах возникли карсты, вследствие выполненные переотложенным материалом (в том числе и кимберлитовым). В целом будучи перемещенной корой выветривания (формация переотложения КВ), обломочные терригенные отложения формировались около конкретных кимберлитовых диатрем в диагенетическую стадию оторвано от общего процесса выветривания. Установленные нами закономерности изменения различных минералов в качестве типоморфных признаков можно успешно использовать для определения степени выветрелости кимберлитов и концентрации переотложенного кимберлитового материала в осадочных толщах. Отмечены различные особенности концентрации и распределения переотложенного материала древних КВ в отложениях вулканогенной, терригенно-карбонатной и терригенной формаций на стадиях седименто- и литогенеза, а также диа- и катагенеза. В процессе проведенных исследований зафиксирован и различный характер изменения вулканогенного (в том числе и выветрелого) материала в процессе его переноса и накопления в субаквальных условиях, морских, пресных водоемах и опресненных участках морских бассейнов. Свойства глинистых минералов в отложениях терригенной формации, подразделяемой на платформенную и геосинклинальную субформации, определяются различными особенностями осадконакопления. Отложения платформенной субформации связаны с переотложением в относительно спокойных гидрологических условиях продуктов глубокого химического преобразования различных пород и минералов в КВ. В отличие от этого, осадконакопление геосинклинальной субформации происходит в результате интенсивного размыва и переотложения измененного физическими процессами материала, что необходимо учитывать при проведении прогнозно-поисковых работ на алмазы.

### Литература

- Зинчук Н.Н.* Сравнительная характеристика вещественного состава коры выветривания кимберлитовых пород Сибирской и Восточно-Европейской платформ // Геология и геофизика. 1992. № 7. С. 99–109.
- Зинчук Н.Н.* Коры выветривания и вторичные изменения кимберлитов Сибирской платформы. Новосибирск: Изд-во НГУ, 1994. 240 с.
- Петров В.П.* Основы учения о древних корах выветривания. М.: Недра, 1967. 343 с.
- Хитров В.Г., Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д.* Применение кластер-анализа для выяснения закономерностей выветривания пород различного состава // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. № 5. С. 1228–1233.

## ФОРМАЦИОННО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ТИПЫ НЕФТЕГАЗОВЫХ БАССЕЙНОВ И ИХ РАЗВИТИЕ

**Ибламинов Р.Г.**

*Пермский государственный национальный исследовательский университет,  
riaminov@psu.ru*

Площадь нефтегазовых бассейнов измеряется сотнями тысяч квадратных километров. Нефтегазовые бассейны сопоставимы с областями распространения месторождений полезных ископаемых, входящими в состав субпровинций плит и более крупных минерагенических подразделений – провинций (например, Восточно-Европейская провинция, субпровинция Русской плиты, Волго-Уральский нефтегазовый бассейн).

Среди осадочных минерагенических формаций бассейнов целесообразно выделять нефтегазоносные, нефтегазогенерирующие и нефтегазосодержащие. Нефтегазоносная формация играет тройную роль. Во-первых, она содержит органическое вещество, необходимое для нефтегазообразования, т.е. служит источником полезного ископаемого, во-вторых, является средой, в которой генерируются нефтегазовые флюиды, и, в-третьих, – средой нефтегазонакопления. Нефтегазогенерирующая формация играет роль источника и среды образования нефтегазовых флюидов. Нефтегазосодержащая формация горных пород является средой, в которой концентрируются нефтегазовые флюиды, мигрирующие из нефтегазогенерирующей формации, т.е. средой нефтегазонакопления.

В геологической истории существования нефтегазоносных осадочных бассейнов выделяют три этапа [Баженова и др., 2004]. Этап заложения бассейна, когда преобладают процессы седиментогенеза, на фоне которых с некоторым опозданием по мере накопления осадков начинаются процессы диагенеза осадочного материала. В осадочной толще бассейна наступает диагенетическая фаза газообразования. Этап зрелого бассейна, или нефтегазогенерационный, когда создается термодинамическая колонна бассейна, в нижней зоне которой протекают процессы катагенеза, в средней – диагенеза, а в верхней – седиментогенеза. В верхней части колонны в подзоне позднего диагенеза и в расположенной ниже подзоне протокатагенеза на глубинах 0.15–2.0 км генерируется природный газ. В подзоне мезокатагенеза на глубинах 2–4 км располагается главная зона нефтеобразования. Еще ниже находятся катагенетически измененные породы, прошедшие главную зону нефтеобразования. Этап разрушения бассейна соответствует времени протекания регрессивного литогенеза, его стадиям раннего гипергенеза и позднего гипергенеза-выветривания.

В настоящее время в результате различных геологических процессов большинство нефтегазоносных бассейнов находится либо в пределах континентов, либо в зонах перехода от континентов к океанам, транзиталях. Во внутренних частях континентов расположены древние закрывшиеся бассейны. Они находятся в осадочном чехле древних или молодых платформ. В транзиталях присутствуют большей частью современные закладывающиеся или зрелые бассейны. Они располагаются как в пределах пассивных (дивергентных), так и в пределах активных (конвергентных) окраин континентов.

Формирование осадочных бассейнов и их совокупностей, независимо от местонахождения, тесно связано с существованием океанической группы тектонических обстановок, которая включает последовательное развитие режимов спрединга, субдукции и коллизии. Каждый из режимов в свою очередь включает конкретные тектонические обстановки, благоприятствующие или препятствующие накоплению осадочных толщ минерагенических бассейнов.

Совокупность осадочных последовательностей, формирующихся в определенной тектонической обстановке, образует формационно-тектоническую специфику бассейна. Осадочные бассейны, образовавшиеся в условиях одинаковых тектонических режимов и имеющие в результате близкие состав формаций осадочных горных пород и строение, образуют единый



формационно-тектонический тип бассейнов [Ибламинов, 2007]. Известно, что тип бассейна зависит от его положения относительно границ литосферных плит и удаления от них.

Нефтегазовые бассейны древних платформ (кратонов) типа Волго-Уральского существуют в платформенной группе тектонических обстановок. Их формирование начиналось с рифтового внутрикратонного (авлакогенового) бассейна, обусловленного режимом тектонической активизации кратона древней платформы в рифее-венде. После эмерсивной обстановки периколлизионного режима в связи закрытием Печорского палеоокеана бассейн в раннем палеозое превратился в синеклизный внутрикратонный, который вначале находился в трансгрессивной тектонической обстановке периспрединового режима, связанного с раскрытием Уральского палеоокеана, переход последнего в субдукционный режим обусловил перисубдукционный режим на платформе и существование рассматриваемого бассейна в инундационной обстановке. Коллизионный режим в палеоокеане привел к существованию бассейна в регрессивной обстановке, а в пермское время к превращению его в синеклизно-краевой периколлизионный тип бассейна.

Развитие подобных платформенных бассейнов в современных условиях ограничивается существованием режима активизации и образованием рифтовых внутрикратонных (грабеновых) и межкратонных бассейнов типа Восточно-Африканских и Красноморского.

Близ современных складчатых областей, находящихся в режиме коллизии на древних платформах существует периколлизионный режим, и могут формироваться синеклизные бассейны, переходящие в синеклизно-краевые.

Бассейны современных океанических групп обстановок на окраинах древних платформ также вначале формируются как рифтовые периокеанические спредингового режима, а затем при дальнейшем развитии этого режима превращаются в бассейны периокеанических впадин.

В условиях современного коллизионного режима близ древних платформ формируются бассейны межгорных и краевых прогибов.

Бассейны молодых (эпифанерозойских) платформ и их окраин формируются в общем по описанной выше схеме. Образование древних бассейнов осадочного чехла молодых платформ начинается в условиях режима активизации, приводящего к рифтовым внутриконтинентальным (авлакогеновым) бассейнам, которые при последующем периспрединовом режиме могут превратиться в периконтинентальные, а затем в синеклизные (трансгрессивные) и далее в синеклизные внутриплатформенные (инундационные и регрессивные).

Современные бассейны молодых платформ также вначале формируются как рифтовые внутриконтинентальные, но уже грабеновые, а затем переходят в периконтинентальные. В условиях перисубдукционного и периколлизионного режимов внутриконтинентальных орогенов они превращаются в бассейны межгорных прогибов.

Бассейны современных океанических окраин молодых платформ при спрединговом режиме развиваются вначале как рифтовые периокеанические, затем как бассейны периокеанических впадин. Субдукционный океанический режим приводит к формированию многообразных островодужных бассейнов зарождающихся (преддуговой, междуговой, задуговой), складчатых, приконтинентальных и др.

Среди всей совокупности нефтегазовых бассейнов мира можно выделить основные типы, которые определяют мировую экономику нефти и газа. Подсчеты свидетельствуют о том, что около 60% мировых начальных извлекаемых ресурсов нефти сосредоточено в восьми уникальных и крупнейших бассейнах [Геолого-минерагеническая..., 2000]. В их число входят Центрально-Европейский континентально-морской, Западно-Сибирский континентальный, Лено-Тунгусский континентальный, Персидского залива континентально-морской, Мексиканского залива континентально-морской, Сахаро-Восточно-Средиземноморский континентально-морской, Волго-Уральский континентальный и Маракаибский континентально-морской бассейны.

Из приведенного списка бассейнов большинство относится к синеклизным. Ведущее место по запасам в рассматриваемой выборке занимают бассейны синеклизно-краевого фор-

мационно-тектонического типа, прошедшие в своем развитии синеклизные платформенные стадии и вовлеченные в формирование краевых прогибов коллизионного тектонического режима. Это уникальный бассейн Персидского залива и крупные Сахаро-Восточно-Средиземноморский и Лено-Тунгусский бассейны.

Вторую позицию занимают периспрединовые бассейны: уникальный Западно-Сибирский синеклизный внутриплатформенный, крупный Центрально-Европейский синеклизный периконтинентальный, крупный Волго-Уральский синеклизный внутрикратонный, а также крупный впадинный периконтинентальный бассейн Мексиканского залива. Причем все они, кроме Волго-Уральского бассейна, формировались на фундаменте молодых платформ. На формирование же Волго-Уральского бассейна существенное влияние оказали геологические события, протекавшие в соседнем Уральском палеоокеане.

Маракаибский бассейн является межгорно-периконтинентальным. Его формирование вначале связано с субдукционной стадией развития Андской складчатой области, а затем со спредингом в Атлантике.

Таким образом, наиболее крупные нефтегазоносные бассейны мира прошли в своем развитии длительную и сложную геологическую историю, в течение которой существовали различные палеотектонические режимы и обстановки. Их формирование первоначально происходило в течение продолжительных периодов осадконакопления в относительно спокойной тектонической обстановке плитного режима, измеряемых геологическими эрами, а затем под существенным влиянием близлежащих формирующихся аккреционно-складчатых систем (геосинклиналей).

Анализ палеотектонических условий формирования и существования нефтегазовых бассейнов позволяет прогнозировать их особенности в процессе освоения.

#### Литература

Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Соколов Б.А., Хаин В.Е. Геология и геохимия нефти и газа. М.: Изд-во МГУ, Издат. центр «Академия», 2004. 415 с.

Геолого-минералогическая карта Мира. Масштаб 1:15 000 000. Объяснительная записка. Ч. 3. Нефтяные ресурсы континентов и транзиталей. Геолого-экономическая оценка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2000. 70 с.

Ибламинов Р.Г. Основы геологии и геохимии нефти и газа. Пермь: Изд-во Пермского университета, 2007. 256 с.

Ибламинов Р.Г. Минералогия (основы минералогии). Пермь: Изд-во ПГНИУ, 2015. 322 с.

## ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АЧИМОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЛАСТОВ БВ<sub>10</sub>, БВ<sub>8</sub>, БВ<sub>6</sub> и БВ<sub>4</sub> В ЮГАНСКОЙ МЕГАВПАДИНЕ

**Икон Е.В., Илларионова А.М.**

*АУ «Научно-аналитический центр рационального недропользования им. В.И. Шпильмана», ikon@crru.ru*

Территория исследований по схеме нефтегеологического районирования относится к Вартовскому нефтегазоносному району (НГР) Среднеобской нефтегазоносной области (НГО) и Юганскому НГР Каймысовской НГО. Согласно тектонической карте центральной части Западно-Сибирской плиты (под редакцией В.И. Шпильмана, Л.Л. Подсосовой, Н.И. Змановского, 1998 г.) скважины расположены в пределах Юганской мегавпадины (структура I порядка).

В ходе работ описан и проанализирован керн и описание шлифов отложений клиноформных резервуаров  $БВ_6$  и  $БВ_4$ , распространенных в западной части изучаемой территории и  $БВ_{10}$ – $БВ_8$ , имеющих развитие на востоке мегавпадины [Атлас..., 2007]. Исследовались песчано-алевритовые линзы в плане и по разрезу. По литолого-фациальному районированию ачимовские отложения приурочены к сортымской (пласты  $БВ_4$  и  $БВ_6$ ) и мегионской ( $БВ_8$  и  $БВ_{10}$ ) свитам.

Ачимовские отложения клиноформного резервуара  $БВ_{10}$  представлены переслаиванием песчаников, аргиллитов и алевролитов. Песчаники от светло-серых до темно-серых, от тонко- до мелкозернистых, редко встречаются среднезернистые, массивные, полимиктовые, слюдистые, с карбонатным, глинистым, глинисто-карбонатным цементом. Встречаются частые намывы и нитевидные прослои углистого материала, которые подчеркивают слабовыраженную горизонтальную и полого-наклонную слоистость. Встречена «пудинговая» текстура (куски аргиллита «плавают» в песчанике, вторичная постседиментационная текстура) [Алеекеев, 2003; Курчиков и др., 2010]. Аргиллиты темно-серые, крепкие, плотные, не известковистые, плитчатые, с ровным, неровным, раковистым и полураковистым изломом. Встречается углисто-слюдистый материал. Слоистость горизонтальная, местами косогоризонтальная, иногда линзовидная. Встречаются текстуры течения и инъекций, отмечены знаки нагрузки. Алевролиты от светло-серых до темно-серых, крепкие, плотные, известковистые, с ровным, неровным, полураковистым изломом, с намывами углисто-слюдистого материала.

Ачимовские отложения клиноформного резервуара  $БВ_8$  представлены переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Песчаники серые, светло-серые мелко-среднезернистые, крепкие, плотные, массивные, с «пудинговой» текстурой (за счет включения обломков и линз аргиллита) и текстурой течения, с глинистым, карбонатным и карбонатно-глинистым цементом [Алеекеев, 2003; Курчиков и др., 2010]. Песчаные породы содержат линзы и прослои углисто-слюдистого материала, зерна сидерита. Аргиллиты серые, плотные, крепкие, с ровным и неровным изломом, плитчатые (размер плиток 0.5–8 см), слаботрещинчатые. Слоистость обусловлена прослоями как песчаников, так и алевролитов. Тонкие прослои и линзы песчано-алевритовых пород сформированы течениями, отмечаются микродеформации, трещины разнонаправленные. Алевролиты серые и темно-серые, крепкие, плотные, с глинистым цементом, с ровным изломом, с пологоволнистой текстурой.

Ачимовские отложения клиноформного резервуара  $БВ_6$  представлены чередованием песчаников, аргиллитов и алевролитов. Песчаники светло-серые, от мелко- до среднезернистых, крепкие, плотные, полимиктовые. Цемент карбонатный, реже глинистый. В составе песчаника встречаются зерна сидерита, мусковита, биотита, намывы и рассеянный углистый детрит. Аргиллиты темно-серые, крепкие, плотные, с угловатым, раковистым и полураковистым изломом. Алевролиты серого цвета, крепкие, плотные, мелкозернистые. Текстуры – горизонтальная и линзовидно-волнистая. Прослои песчаника составляют 1–50 мм, алевролитов 2–10 мм, аргиллитов 1–10 мм.

Ачимовские отложения клиноформного резервуара  $БВ_4$  представлены переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Песчаники светло-серые (встречаются с буроватым оттенком) мелко-среднезернистые, крепкие, плотные, полимиктовые, с горизонтальной и горизонтально-волнистой текстурой, с глинистым, карбонатным и глинисто-карбонатным цементом. Песчаные породы содержат линзы и прослои углистого материала от 6 мм до 30 мм, прослои алеврито-углистого материала 1–10 мм. Аргиллиты серого и темно-серого цвета, плотные, крепкие, с неровным, горизонтальным, угловатым, полуугловатым изломом, содержат редкие включения слюдистого материала и многочисленные углефицированные растительные остатки по плоскостям напластования. Алевролиты серые и темно-серые, крепкие, плотные, мелкозернистые. Излом ровный и неровный. Глинистые породы содержат включения слюдистого материала и растительного детрита. В скв. 5 Восточно-Заболотной площади прослои аргиллитов составляют 1–80 мм, линз алевролитов 1–40 мм, песчаника 1–45 мм.

Таблица 1

## Минералогический состав песчано-алевритовых пород резервуаров

Пласт		АчБВ <sub>4</sub>	АчБВ <sub>6</sub>	АчБВ <sub>8</sub>	АчБВ <sub>10</sub>
Кол-во образцов (скв.)		32 (6)	39 (3)	40 (3)	36 (3)
Породообразующие минералы	Содержание, %				
	Кварц	25–45	25–44	31–47	29.4–50
	Полевые шпаты	42–55	38–50	40–54	35–60
	Обломки пород	10–23	8.5–20	8–12	5–15, к югу до 21.4
	Слюда	0.5–6, к юго-востоку до 11	1–10	1–15	1–15
Акцессорные минералы		Апатит, циркон, гранат, турмалин, эпидот, титаносодержащие	Апатит, циркон, гранат, турмалин, эпидот, титаносодержащие	Апатит, циркон, гранат, турмалин, эпидот, сфен	Апатит, циркон, гранат, турмалин, эпидот, титаносодержащие
Цемент	Содержание, %	5–10 (в южном направлении до 20–25)	3–8 (встречается 15–18)	6–17	5–10 (встречается 15–25)
	Тип цемента	Пленочно-поровый, встречается конформно-пленочно-поровый и базально-поровый, доля которого возрастает в южном направлении	Преимущественно порово-пленочный, неравномерный, местами базально-поровый и конформно-порово-пленочный	Порово-пленочный, пленочно-поровый, редко базальный	Преимущественно поровый, пленочно-поровый, порово-пленочный, неравномерный, местами порово-базальный и конформно-порово-пленочный
	Состав	Гидрослюдисто-хлоритовый с примесью кальцита и каолинита, количество которых возрастает в южном и юго-западном направлении. К югу в составе цемента увеличивается доля пойкилитового строения	Хлоритовый с примесью гидрослюды, встречается кальцит пойкилитового строения	Преимущественно кальцит-хлоритовый, хлорит-кальцитовый, гидрослюда-кальцит-хлоритовый, местами коалинит-гидрослюда-карбонатный и сидерит-кальцитовый	Хлоритовый с примесью гидрослюды, изредка небольшими участками кальцитовый, в восточной части встречаются гидрослюдисто-хлоритовый, глинистый-гидрослюдисто-хлоритовый, участками есть незначительная примесь пелитоморфного сидерита

Ачимовские отложения рассматриваемых клиноформных резервуаров характеризуются низкими фильтрационно-емкостными свойствами. Открытая пористость пласта АчБВ<sub>10</sub> в среднем составляет 15.83%, АчБВ<sub>8</sub> – 16.77%, АчБВ<sub>6</sub> – 12.1%, АчБВ<sub>4</sub> – 13.13%. Проницаемость преимущественно V и VI классов, редко IV [Ханин, 1973].

Из акцессорных минералов (минералы с удельным весом > 2.8 г/см<sup>3</sup>, определялись иммерсионным методом, расчет процентного содержания проводится на алевритовую фракцию, принимаемую за 100%) в составе песчано-алевритовых пород преобладают устойчивые к химическому выветриванию гранат, циркон, апатит и менее устойчивые – сфен и эпидот. Преобладающие минералы в составе цемента хлорит и гидрослюда.

Минералогический состав песчано-алевритовых пород резервуаров представлен в табл. 1.

По описанию кернового материала по 5 скважинам в районе исследований составлены литологические характеристики и определена фациальная принадлежность отложений (табл. 2). Определение генезиса ачимовских отложений Юганской мегавпадины, их минералогическая интерпретация производились по методике В.П. Алексева [2007].

Таблица 2

## Фациальная принадлежность ачимовских отложений Юганской мегавпадины

Группа	Подгруппа	Макрофашия	Фашия
Бассейновая	Мелководно-бассейновая	Отложения полуизолированного малоподвижного бассейнового мелководья	Алеврито-песчаные осадки малых аккумулятивных форм (косы, пересыпи) Песчано-алевритовые осадки малоподвижного мелководья
		Отложения открытого подвижного бассейнового мелководья	Переслаивание глинисто-алеврито-песчаных осадков подвижного приберегового мелководья (малые аккумулятивные формы) Песчаные осадки сильноподвижного мелководья (аккумулятивные формы: бары, косы, пересыпи) Алеврито-песчаные осадки подвижного мелководья
		Отложения наиболее удаленной от побережья части бассейна	Песчано-алевритовые осадки открытой части бассейна Алеврито-глинистые осадки открытой части бассейна

Пласты АчБВ<sub>4</sub>, АчБВ<sub>6</sub>, АчБВ<sub>8</sub> и АчБВ<sub>10</sub> формировались в бассейновых обстановках осадконакопления. Латерально их образование могло происходить в наиболее удаленной от побережья части бассейна, в открытом подвижном бассейновом мелководье и в полуизолированном малоподвижном бассейновом мелководье, что подтверждается полученными данными.

В результате проведенных исследований, несмотря на то, что объем анализируемого материала был значительно увеличен относительно предыдущих работ [Илларионова, 2014, 2015], выявлены сходные характеристики ачимовских отложений в различных частях Юганской мегавпадины, что свидетельствует о едином источнике сноса для этих отложений. Породы характеризуются низкими ФЕС. Фашии изменяются от алеврито-глинистых осадков открытой части бассейна до алеврито-песчаных осадков малых аккумулятивных форм.

## Литература

- Алексеев В.П. Атлас фаший юрских терригенных отложений (угленосные толщи Северной Евразии). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. 209 с.
- Алексеев В.П. Литолого-фашиальный анализ. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2003. 147 с.
- Атлас по геологическому строению и нефтегазоносности неокомского комплекса Ханты-Мансийского автономного округа-Югры. Екатеринбург: ИздатНаукаСервис, 2007. 191 с.
- Илларионова А.М., Икон Е.В., Толубаева Г.Е. Литологическая характеристика ачимовских отложений БВ<sub>4</sub> и БВ<sub>6</sub> пластов в западной части Юганской мегавпадины // Виртуальные и реальные литологические модели. Материалы Всероссийской школы студентов, аспирантов и молодых ученых по литологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. С. 61–63.
- Илларионова А.М., Икон Е.В., Толубаева Г.Е., Андреева Л.С. Литолого-минералогическая характеристика ачимовских отложений БВ<sub>4</sub> и БВ<sub>6</sub> пластов в западной части Юганской мегавпадины // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала. Ханты-Мансийск: 2015. С. 148–154.
- Курчиков А.Р., Бородкин В.Н., Храмова А.В. Условия формирования и атлас текстур пород ачимовского клиноформного комплекса севера Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2010. 130 с.
- Ханин А.А. Порода-коллекторы нефти и газа нефтегазоносных провинций в СССР. М: Недра, 1973. 304 с.

## ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ АНГАРСКИХ ВОДОХРАНИЛИЩ

Карнаухова Г.А.

*Институт земной коры СО РАН, karnauh@crust.irk.ru*

Поступающий в Ангарские водохранилища осадкообразующий материал имеет терригенного происхождения, главным источником которого служат абразионные берега. Ежегодно в водохранилища в результате абразии поступает более 220 млн т осадкообразующего материала, что составляет около 97% от суммарного поступления. Протяженность абразионных берегов – более 2 тыс. км. Наиболее размываемы сильно выветрелые и слабо противостоящие морозному воздействию аргиллиты и песчаники, а также делювиальные суглинки. Ведущими минералами легкой фракции всех размываемых пород являются кварц, полевые шпаты, слюды. Тяжелую фракцию аргиллитов и песчаников в большей степени формируют зерна рудных минералов, граната, циркона, сфена. Цемент, занимая 30–50% всей массы пород, карбонатно-глинистым или глинисто-карбонатным. В тяжелой фракции суглинков, составляющей 1–1.5%, преобладает эпидот-роговообманковая ассоциация минералов. Содержание устойчивых минералов незначительно. Из глинистых минералов лидируют монтмориллонит и гидрослюды.

Сочетание неравнозначности протекания абразионных процессов в береговой зоне и различие в составе размываемых пород приводят к разнообразию поступления химических элементов в Ангарские водохранилища. Суммарное поступление в водохранилища элементов основного состава составляет ежегодно почти 160 млн т, из которых на  $\text{SiO}_2$  приходится 97.6%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 0.78%,  $\text{CaO}$  – 0.72%,  $\text{MgO}$  – 0.37%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 0.32%. Кроме того абразионный материал дает 0.18 млн. т органического вещества и 0.1 млн т – микроэлементов, среди которых лидируют **Mn, V, Cr, Zn**.

В прибрежной зоне, представленной прибрежной отмелью и ее подводным склоном, занимающих всего 1% площади водохранилищ, остается около 1/3 абразионного материала. Здесь преобладают процессы механического разрушения, перемещения, аккумуляции с дифференциацией абразионного материала по составу. Основными литодинамическими типами в прибрежной зоне являются отложения придонных гидродинамических потоков и гравитационные отложения. Прибрежные зоны, располагающиеся на границе двух сред, являются геохимической барьерной зоной (ГБЗ) «берег-водохранилище», где идет активная дифференциация осадочного материала типам донных отложений, их минералогии и ассоциациям химических элементов. Особенно выпукло такое разделение происходит при изменении параметров водной среды и геоморфологических условий, т.е. на гидродинамических барьерах. В прибрежной зоне по этим показателям нами выделяются 2 основных гидродинамических барьера.

Первый гидродинамический барьер приходится на прибрежную отмель от подножия абразионного берегового уступа до внешнего края подводной части отмели. Здесь происходит аккумуляция материала, осаждающегося из придонных гидродинамических потоков. Перемещение материала осуществляется в виде влекомых и взвешенных наносов. Средняя скорость перемещения крупнозернистых песчаных наносов составляет 30–35% скорости течения, среднезернистых – 40–41%, мелкозернистых – около 50%. Скорости перемещения пелитовых частиц совпадают со скоростями водного потока. Ширина прибрежных отмелей, ее уклон зависят от соотношения энергии волнения и состава размываемых пород. При равных волновых параметрах профиль равновесия будет круче, и ширина отмели меньше при размыве более крупного материала. Так, при размыве песчаников и аргиллитов ширина отмели изменяется от 15 до 44 м при наклоне ее поверхности 10–19°, при размыве суглинков, супесей ширина отмели может быть от 64 до 136 м и уклон 2–4° [Овчинников, Карнаухова, 1985].

Ежегодно накапливающийся слой отложений, в зависимости от состава абрадируемых пород, может составлять от 20–30 до 80 см. Наиболее типичными фракциями наносов являются 0.25–0.05 и 0.05–0.01 мм, составляющие в сумме более 65%, т.е. преобладающим является песчано-алевритовый материал. Среднее значение медианного диаметра составляет 0.07 мм, коэффициент сортированности – 3.12.

Активная гидродинамика и высокий темп осадконакопления на 1-м гидродинамическом барьере не способствуют обогащению осадков минералами легкой фракции, входящими в состав слюд и обломков пород. Механическая дифференциация находит свое отражение и в распределении минералов тяжелой фракции. С отмелей выносятся слюды, агрегаты глинистых минералов, пироксены и циркон, являющийся устойчивым минералом. В то же время происходит обогащение осадков минералами тяжелой фракции с большой плотностью – рудными минералами, гранатами, сфеном. Рудные минералы, кварц и гранаты являются минералами-индикаторами осадконакопления на прибрежных отмелях водохранилищ. Активно накапливается роговая обманка [Карнаухова, 2008].

Геохимические поля прибрежных отмелей формируются в условиях периодического поступления (во время шторма) дополнительных порций осадкообразующего материала, что способствует накоплению широкого спектра элементов в этом поясе осадконакопления. Механическая дифференциация материала через его разделение по крупности, плотности, устойчивости к истиранию помогает концентрации элементов, связанных с обломочными рудными и акцессорными минералами тяжелой фракции. Так, в отложениях отмели, занимающих узкую полосу вдоль размываемых берегов, наблюдаются устойчиво повышенные концентрации обладающего малой растворимостью хрома, который явно тяготеет к осадкам с высоким содержанием песчаной фракции и осаждается в составе гранатовых частиц. Наибольший коэффициент концентрации элемента находится на урезе и вблизи внешнего края отмели. Возможным на участках абразии берегов, сложенных делювиальными суглинками, является некоторое накопление железа и титана, связанных с кластогенными минералами.

Карбонаты в донных отложениях Ангарских водохранилищ являются типично терригенными образованиями, поступившими в результате абразии. Мелководно-прибрежная зона водохранилищ характеризуется лидированием  $\text{CaCO}_3$ , что придает ей сходство с морскими отложениями. Осадки прибрежной части водохранилищ на участках с активным проявлением абразионных процессов имеют пониженное содержание органического вещества за счет более интенсивного насыщения их минеральными частицами.

Второй гидродинамический барьер фиксируется на подводном склоне прибрежной отмели, т.е. на свале глубин (от внешнего края прибрежной отмели до подножия подводного склона). Глубина на внешнем крае прибрежной отмели соответствует глубине проникновения волн, т.е. волновой базе.

Важным фактором формирования рельефа подводного склона прибрежной отмели и способом транспортировки осадков вниз по склону является гравитационный вынос осадков. Среди гравитационных процессов на Ангарских водохранилищах развитие получили оползни и обвалы, разжиженные потоки. Процессы перемещения осадочного материала на подводном склоне отмелей отличаются от процессов, происходящих на самих отмелях, и протекают гораздо медленнее, чем на отмели. Исключения составляют оползни и обвалы, протекающие практически мгновенно, но имеющие локальный характер.

Наибольшее развитие имеют разжиженные потоки. Возникновению разжиженных потоков осадочного материала на водохранилищах Ангарского каскада способствуют высокие для водохранилищ скорости накопления осадков на внешнем крае прибрежной отмели, гранулометрический состав, свойства и слабо уплотненное состояние осадков, а также угол наклона подводного склона, превышающий угол естественного откоса для несвязных пород (более 30°). Перемещение в виде разжиженных потоков чаще происходит на участках, где абрадируемые породы береговой зоны сложены аргиллитами, суглинками, т.е. породами с высоким содержанием глинистой компоненты.

В донных отложениях подводного склона происходит увеличение содержания алевритовой фракции по сравнению с отложениями отмели, количество песчаных частиц в осадке является наименьшим по профилю. Основными структурными типами являются крупные алевриты и мелкоалевритовые илы, мощность которых составляет от 1 до 40 см. Медианный диаметр равен 0.041 мм, коэффициент сортировки – 2.83. На подводном склоне прибрежной отмели, как и на самой отмели, по-прежнему основными являются минералы легкой фракции, в которой возрастает присутствие слюд и агрегатов глинистых минералов. Содержание ведущих на прибрежных отмелях минералов – кварца и рудных минералов уменьшается. Здесь выпадает и концентрируется большая часть минералов тяжелой фракции, особенно заметно повышение количества эпидота и устойчивых минералов – циркона, турмалина, рутила, являющихся минералами-индикаторами накопления на подводном склоне Ангарских водохранилищ.

На подводном склоне увеличивается концентрация  $Co$  за счет осаждения пироксенов. У хрома, по-прежнему, сохраняется связь с песчаной фракцией и далее по профилю на подводном склоне отмели. Некоторое повышение содержания железа в осадочном материале подводного склона на участках размыва песчаников и аргиллитов обусловлено садкой гидроокислов железа, входящих в состав их цемента. Если размываются песчаники, то на подводный склон приходится карбонатный минимум. При размыве же глинистых разностей, представленных суглинками и аргиллитами, максимальное накопление карбонатов отмечается именно здесь.

Таким образом, в пределах прибрежных зон водохранилищ происходит основная дифференциация поступающего терригенного материала по вещественному составу и определяется она литодинамическим фактором. Литодинамические условия способствуют формированию 2-х гидродинамических барьеров с присущими типами донных отложений, минеральными ассоциациями и свойственными им содержаниями элементов. На первом гидродинамическом барьере господствуют отложения придонных гидродинамических потоков, представленные осадками крупностью от гальки до песка и крупного алеврита. Механическое разделение материала приводит к концентрации  $SiO_2$  и химических элементов, связанных с обломочными и акцессорными минералами тяжелой фракции и обломочными минералами легкой фракции. На втором гидродинамическом барьере в зоне влияния отложений гравитационных потоков аккумулируются крупные алевриты и мелкоалевритовые илы. Происходит осаждение большей части минералов тяжелой фракции, накопление осадков с низкоконтрастными аномалиями химических элементов.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант 14-05-00079).*

### Литература

*Карнаухова Г.А.* Минералогическая специфика седиментогенеза в водохранилищах Ангарского каскада // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли: Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. Т. I. С. 280–282.

*Овчинников Г.И., Карнаухова Г.А.* Прибрежные наносы и донные отложения Братского водохранилища. Новосибирск: Наука, 1985. 67 с.



## НЕФТЕГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА КРЕМНИСТЫХ ПОРОД САКМАРСКОЙ СВИТЫ МУГОДЖАР

Карнюшина Е.Е., **Баженова О.К.**

Московский государственный университет, [evgem@geol.msu.ru](mailto:evgem@geol.msu.ru)

С целью изучения и оценки особенностей нефтегеологических свойств разновозрастных биогенных силицитов геосинклинальных областей авторами данной работы на Южном Урале была отобрана коллекция кремнистых пород сакмарской свиты нижнего силура в обнажениях по рр. Акпайка и Тарангул на территории, ныне относящейся к Каргалинскому району Северо-Казахстанской области. Исследование нефтегазоносности силицитов началось на кафедре геологии и геохимии горючих ископаемых МГУ в 70-е годы XX века [Бурлин и др., 1976]. Возобновление проектов по этой проблеме в настоящее время побуждает возвращаться к изучению коллекции силурийских силицитов. Исследования включали методы поляризационной и люминесцентной микроскопии, изучение пород под растровым электронным микроскопом, химический и рентгеновский анализы, определения плотности и пористости. Органическое вещество (ОВ) силицитов охарактеризовано содержаниями  $C_{орг}$ , хлороформенного битумоида – ХБ (А) и спирто-бензольного битумоида СББ (А). Для разностей обогащенных ОВ выполнены определения элементного состава керогена, компонентного и элементного состава ХБ (А). Были учтены результаты предшествующих исследований кремнистых толщ Сакмарского аллохтона Южного Урала [Хворова и др., 1978], а также подходы к изучению кайнозойских силицитов в осадочных бассейнах Камчатки [Карнюшина, 1988] и Сахалина [Данченко, 1985].

Коллекция кремнистых пород сакмарской свиты включает битуминозно-глинистые силициты (более известные в районе изучения как глинисто-кремнистые сланцы), фтаниты, фтанитоиды и кремневые брекчии. Вторичные преобразования этих пород соответствуют градациям МК<sub>2</sub>–МК<sub>3</sub> мезокатагенеза [Баженова и др., 1982; Карнюшина, 2001]. Количество свободного кремнезема ( $SiO_{2своб}$ ), представляющего разность между его валовым содержанием и связанным в алюмосиликатах, изменяется от 85% в битуминозно-глинистых разностях до 94% во фтанитах.

Битуминозно-глинистые силициты черные, тонкослойчатые отобраны в разрезе по р. Тарангул видимой мощностью более 70 м. Здесь они переслаиваются с песчаниками кремневыми либо с фтанитами в пачках толщиной 10–20 м. Основная минеральная масса силицитов состоит из халцедон-кварцевых субкристалломорфных компонентов (70–80%), содержит равномерно распределенные тонкие чешуйки гидрослюд (10–20%), пропитана бурым битуминозным веществом и осложнена многочисленными разнонаправленными трещинами.  $SiO_{2своб}$  достигает величины 89%, количество  $C_{орг}$  изменяется от 2.25 до 3.4%. Объемная плотность пород 2.2–2.4 г/см<sup>3</sup>, пористость общая – до 10%.

Фтаниты черные и темно-серые, обычно трещиноватые, имеют раковистый излом. В обнажении по р. Тарангул они сильно нарушены трещинами, заполненными окисленным асфальтитом. В выходах сакмарской свиты по р. Акпайка образцы были отобраны из пачек чередования фтанитов и фтанитоидов видимой мощностью в первые десятки метров, сменяющихся после 100–200-метровых перерывов в обнажении пачками кремнисто-глинистого, глинисто-кремнистого либо битуминозно-глинисто-кремнистого состава. Компоненты основной кремнистой массы фтанитов – глобулярные, кристалломорфные и субкристалломорфные, сложены халцедон-кварцевым веществом. Радиоларии составляют во фтанитах 10–70%. При их количестве более 30% выделяются радиолариевые разности, в которых обычно наблюдаются также спикулы губок, присутствуют граптолиты и акритархи. В биокриптогенных разностях основная глобулярно-кристалломорфная масса насыщена нитевидными водорослеподобными образованиями, скопления которых образуют буровато-коричневые микролинзы. Микротрещины, осложняющие эти разности,

обычно выполнены микрозернистым кварцем. Количество  $\text{SiO}_{2\text{своб}}$  во фтанитах достигает 94%,  $\text{C}_{\text{орг}}$  – 2.25%. Объемная плотность пород 2.4–2.54 г/см<sup>3</sup>, пористость общая – 4.3–11.7%.

Фтанитоиды в разрезе по р. Акпайка имеют светло-серый и желтовато-серый цвет. Их основная кристалломорфная халцедон-кварцевая масса импрегнирована оксидами железа. Объемная плотность пород 2.48–2.58 г/см<sup>3</sup>, пористость общая – 5.5–9.2%. Содержание  $\text{SiO}_{2\text{своб}}$  достигает 92%, количество  $\text{C}_{\text{орг}}$  не превышает 0.45%.

Кремневые брекчии представлены угловатыми неотсортированными фрагментами фтанитов, фтанитоидов, реже глинистых силицитов размером от 1–2 мм до 3–4 см. Дре-сва заполняет межбломочное пространство брекчий. В брекчиях фтанитов и фтанитоидов  $\text{SiO}_{2\text{своб}}$  – 89–90%,  $\text{C}_{\text{орг}}$  – 0.56%. Объемная плотность составляет 2.45–2.5 г/см<sup>3</sup>, пористость общая – 4.3–9.0%,

Открытая пористость описанных силицитов 0.45–5%, емкость таких коллекторов обеспечена в основном трещинами. Полученные физико-литологические данные дополняют характеристику кремнистых пород-коллекторов и позволяют рассмотреть изменение их пористости от зоны опала и опала-кристобалита (силициты Западной Камчатки и Сахалина) до зоны халцедона-кварца кремнистых пород силура [Карнюшина, 2001]. Коэффициент уплотнения силурийских силицитов (отношение объемной плотности к минералогической плотности) – 0.88–0.96. Такие величины указывают на сильное уплотнение пород, сопровождающееся интенсивным катагенетическим трещинообразованием [Прошляков, 1974]. Именно в зоне халцедон-кварцевого пороодообразующего кремнезема происходит резкое снижение открытой пористости коллекторов и переход их во вторичные порово-трещинные и трещинные типы.

Наиболее обогащенные ОВ кремнистые породы силура ( $\text{C}_{\text{орг}}$  – 2.25–3.4%) содержат ХБ (А) 0.02–0.3%, СББ (А) – 0.05–0.4%. Степень битуминизации органического вещества ( $\beta^{\text{ХБ}}$ ) в битуминозно-глинистых силицитах – 5%, во фтанитах – 10–15%. В элементном составе ХБ (А) фтанитов С составляет 81.5%, Н – 9.5–10.5%, в его компонентном составе преобладают смолы, доля масел 24–30%, асфальтенов – 9–11%. Под люминесцентным микроскопом кремнистая пороодообразующая масса фтанитов и полости, нарушающих ее трещин, слабо люминесцируют в голубоватых и желтоватых тонах, что свидетельствует и перемещении битуминозных компонентов. Среди последних присутствуют сингенетичный, остаточный и параавтохтонный типы. В керогене фтанитов содержится (в %): С – 75.8; Н – 6.8;  $\Sigma(\text{O} + \text{N} + \text{S})$  – 17.4. Величина отношения  $\text{H}/\text{C}_{\text{ат}}$  ~1.08 свидетельствует, что нефтематеринский потенциал силурийских силицитов полностью не исчерпан и генерация углеводородов возможна в погруженных зонах Южного Урала [Баженова и др., 1982]. Косвенным подтверждением этого являются притоки газа, полученные в пределах глубины 1850–1970 м из каменноугольных и девонских отложений, вскрытых скважинами в поднадвиговых структурах юга Зилаирского синклиория [Исмагилов, 2014].

Результаты изучения силурийских силицитов дополняют нефтегеологическую характеристику группы кремнистых пород, подчеркивая их своеобразие, которое заключается в резкой потере ими порового емкостного пространства уже на ранних грациях катагенеза при возникновении халцедон-кварцевых форм кремнезема. Это явление сочетается в силицитах с субсинхронно происходящими в них процессами образования трещин и нефтегазогенерации, что приводит к формированию залежей углеводородов в толщах широкого катагенетического диапазона.

### Литература

- Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Карнюшина Е.Е. Органическое вещество силурийских силицитов Южного Урала // Седикахиты на разных этапах литогенеза. М.: Наука, 1982. С. 93–95.
- Бурлин Ю.К., Баженова О.К., Карнюшина Е.Е., Конюхов А.И. К проблеме нефтеобразования в кремнистых толщах геосинклинальных областей // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1976. № 3. С. 12–24.

Данченко Р.В. Вещественный состав и катагенетические преобразования пород кремнистых толщ кайнозоя Сахалина // Проблемы нефтегазоносности кайнозойских осадочных бассейнов Дальнего Востока СССР. Л.: ВНИГРИ, 1985. С. 25–34.

Исмагилов Р.А. Перспективная зона нефтегазоносности под аллохтонами Южного Урала // Георесурсы. 2014. № 3 (58). С. 17–21.

Карнюшина Е.Е. Вулканогенно-осадочные породы нефтегазоносных бассейнов северо-востока СССР. М.: Изд-во МГУ, 1988. 105 с.

Карнюшина Е.Е. Силурийские силициты Южного Урала как тип кремнистых пород-коллекторов // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2001. № 6. С. 17–21.

Прошляков Б.К. Вторичные изменения терригенных пород-коллекторов нефти и газа. М.: Недра, 1974. 232 с.

Хворова И.В., Вознесенская Т.А., Золотарев Б.П. и др. Формации Сакмарского аллохтона (Южный Урал). М.: Наука, 1978. 232 с.

## ПАЛЕОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОДУКТИВНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВАНАВАРСКОЙ СВИТЫ ВЕНДА КАТАНГСКОЙ СЕДЛОВИНЫ

Каячев Н.Ф., Котельников И.А.

ООО «РН-КрасноярскНИПИнефть», [KayachevNF@kr-nipineft.ru](mailto:KayachevNF@kr-nipineft.ru)

Условия формирования осадочных отложений, включая нефтегазоперспективные продуктивные горизонты, базируются на основе тесной связи эрозионных и аккумулятивных процессов с морфоструктурными особенностями территории. Процессы седиментации и литогенеза осадочных отложений напрямую связаны с палеогеоморфологическими факторами и историей тектонического развития территории. Поэтому при реконструкции обстановок седиментации продуктивных отложений ванаварской свиты венда в пределах Катангской седловины был проведен морфоструктурный анализ фундамента. В основу изучения фундамента Катангской седловины положены материалы гравиразведки, магниторазведки и сейсморазведки 2D, направленные на изучение гипсометрической неоднородности эрозионной поверхности с последующим установлением закономерностей связи между палеорельефом и процессами седиментации терригенно-карбонатных отложений рифея и терригенных отложений ванаварской свиты венда.

Морфоструктура фундамента архейско-нижнепротерозойского возраста в пределах территории Катангской седловины представляла собой сочетание различных типов горного рельефа – складчато-глыбового и грабен-синклинального (впадины). Формирование его связывается с фактором тектоники – взаимодействием Тунгусского и Маганского террейнов [Розен, 2003]. Это отражается на составе структурно-вещественных комплексов пород. По данным керн скважин совместно с интерпретацией гравиразведки и магниторазведки в составе фундамента в западной части Непского свода выделяются гранитогнейсы и породы супракрустальных отложений мезо- и меланократовой серий. Непосредственно в пределах Катангской седловины в составе фундамента выделяются Алтыбско-Кулиндинская зона поднятий и Собинский купол, сложенные гранитогнейсами и расположенные на различных гипсометрических уровнях, и эпикратонная орогеническая впадина, сформированная на коре континентального типа предположительно меланократовой по составу. Гетерогенный по структурно-вещественным признакам фундамент Катангской седловины представлял собой горную область с высокой степенью расчлененности как на момент формирования рифейских отложений, так и на начало формирования осадочных отложений венда. На раннем этапе процессы седиментации в межгорной впадине Катангской зоны привели к формированию терригенно-карбонатных отложений рифея, мощность которых по сейсмическим

данным достигает 3 км. Отложения рифея относятся к перспективным нефтегазоносным объектам, но в настоящей работе не рассматриваются.

Формирование отложений ванаварской свиты в пределах Катангской седловины определялось геологическим строением и морфоструктурой предвенской эрозионной поверхности – соотношением гранитогнейсового фундамента и рифейских терригенно-карбонатных отложений «промежуточного» структурного этажа. На изучаемой территории поверхность рифейских отложений представляла собой относительно выровненное плато, постепенно погружающееся к западу и юго-западу. С востока распространение рифейских отложений ограничивалось Алтыбско-Кулиндинской горной системой фундамента. В процессе эрозионной деятельности гранитогнейсы служили основным источником сноса для формирования терригенных отложений ванаварской свиты. Приблизительные подсчеты показывают, что объем отложений ванаварской свиты в пределах Катангской зоны составляет около 10 тыс. км<sup>3</sup>. Данный объем частично обусловлен разрушением пород поднятия протяженностью в 100–120 км с превышением его абсолютных отметок над кровлей рифейских отложений в 1.5–2 км. Рассчитанная современная величина скорости денудации для среднегорных систем составляет 0.25–1 мм/год, для высокогорных – 2–4 мм/год [Шарифуллин, 2015]. При минимальной скорости денудации в 0.25 мм/год разрушение Алтыбско-Кулиндинской горной системы до современного гипсометрического уровня и относительно выровненного палеорельефа в венде могло произойти за относительно небольшой геологический период в 4–6 млн лет.

Накопление осадков ванаварской свиты венда происходило при незначительном опускании территории с компенсацией области прогибания. При этом вендский прогиб связывается не с палеотектоникой стабилизированного в раннем протерозое фундамента, а является унаследованным от формирования и последующего диагенеза и катагенеза отложений рифейского комплекса. Известно, что с раннего диагенеза до катагенеза происходит уплотнение осадков и уменьшение его объема. Механизмы и следствия данного процесса описаны достаточно подробно [Романовский, 1977]. При среднем уплотнении пород на 10% минимальное прогибание будет в районе выклинивания, а максимальное – в районе наибольшей мощности осадочных отложений. При мощности отложений рифея 3000 м прогибание при катагенезе составит не менее 300 м. Этим объясняется структурная перестройка отложений рифея (падение толщ на запад, в сторону наибольшей мощности), формирование разломов, грабенных, прогибов. На сейсмических профилях наглядно видно, с одной стороны – несогласное залегание отложений ванаварской свиты на породах рифея вследствие размыва последних, а с другой – положительная корреляция их мощностей.

Ванаварская свита в пределах Катангской седловины сложена терригенными отложениями и имеет мощность от 145 м на юго-западе до 28 м на северо-востоке. Разрез ванаварской свиты подразделяется на 8 пачек, объединяемых в 2 подсвиты, в которых выделяется 6 продуктивных горизонтов Вн-I-VI, сложенных песчаниками, алевролитами с прослоями аргиллитов [Мельников, 1994]. Общая эволюция условий формирования терригенных отложений ванаварской свиты заключается в следующем. В ранневанаварское время территория Катангской седловины представляла собой область денудации. Размыву подвергались гранитогнейсы Алтыбско-Кулиндинского поднятия, а также терригенно-карбонатные отложения рифея. На фоне прогибания рифейских отложений происходило постепенное затопление территории и смена континентальных условий формирования терригенных отложений венда на морские.

**Пласты Вн-VI, Вн-V** объединяются в группу континентальных отложений нижнего литологического комплекса [Кочнев, 2008]. Формирование нижних продуктивных горизонтов Вн-VI-V ванаварской свиты протекало в континентальных условиях в виде конусов выноса временных водотоков, русловых отложений, прирусловых баровых тел, дельты. Для отложений пластов отмечается высокая неоднородность по литологическому составу и мощности. В зависимости от положения скважин по профилю, отложения пласта представлены разнозернистыми, крупнозернистыми песчаниками, алевролитами, глинистыми алевроли-

тами. Часто в составе пород присутствуют гравелитистые (до 4%) разности песчаников, в которых размер кластического материала достигает 1 см. По материалам других источников в отложениях пластов отмечаются прослои гравия, при этом распределение грубообломочных и мелкозернистых пород по площади и в разрезе преимущественно незакономерное, а сортировка пород слабая либо умеренная [Кочнев, 2008]. Характерной особенностью отложений является умеренное или высокое (до 15%) содержание карбонатов, что свидетельствует о влиянии на их формирование подстилающих карбонатных пород рифейского комплекса. Другой важной особенностью континентальных отложений является повышенное содержание окислов железа (до 3–5%). По разрезам скважин континентальные отложения ванаварской свиты пласта Вн-VI картируются в западной части, а пласта Вн-V практически по всей территории Катангской седловины, за исключением ее северо-восточной части, где они выклиниваются. В юго-восточной части Катангской зоны формируются дельтовые отложения, среди которых выделяются субаэральная и субаквальная части конусов выноса. Отложения пласта Вн-VI не представляют интереса в плане нефтепродуктивности как самостоятельная группа из-за их невыдержанности и маломощности. К коллекторам пласта Вн-V могут быть отнесены русловые отложения, прирусловые конусы выноса, баровые тела дельты и авандельты.

**Пласты Вн-IV, Вн-III** рассматриваются как комплекс отложений, формировавшихся в разных фациальных обстановках, но в рамках одного крупного цикла. Формирование их обусловлено региональной трансгрессией и смещением береговой линии в северо-восточном направлении. Областью денудации по-прежнему является северо-восточная часть Алтыбско-Кулиндинского свода, вокруг которого полосой формируются отложения континентальной группы. Далее на юго-запад фациальные комплексы формируют четкую геологическую зональность, заключающуюся в смене прибереговых отложений (приливно-отливных, пляжевых) мелководно-морскими (прибрежных песчаных баров и межбаровых лагун) и далее морским (шельфовым). Наибольший практический интерес представляют отложения баровых тел пласта Вн-IV. Фашии прибрежных песчаных баров и межбаровых лагун мелководно-морских условий седиментации пласта Вн-IV широкой полосой протягиваются с северо-запада на юго-восток, занимая центральную часть территории Катангской седловины. Северо-восточная граница зоны является фациальным переходом к отложениям забаровой лагуны и пляжа. В пределах единой зоны наблюдаются постепенные фациальные переходы песчаников баровых тел к глинисто-алеврит-песчаным отложениям межбаровых лагун. На карте изопакит баровые тела выделяются по увеличенной мощности пласта Вн-IV. При этом отложения хорошо разделяются на каротажных кривых (ГК), а также по литологическому составу. Отложения баровых тел характеризуются высокой песчанистостью, наличием гравелитистых разностей. Суммарное содержание алевритовой и пелитовой фракций не превышает 10%. В отложениях межбаровых лагун, напротив, велика доля алевритовой и пелитовой составляющей, достигающей 49%. Кроме того, в отложениях забаровых и межбаровых лагун отмечается повышенное содержание карбонатного материала (до 5.6%). Песчаники баровых тел являются хорошими коллекторами, о чем свидетельствуют данные по отдельным скважинам, где дебиты нефти достигают 240 м<sup>3</sup>/сут. К юго-западу отложения прибрежно-морских условий седиментации сменяются существенно морскими. Песчаные отложения здесь формируются за счет размыва баровых тел, отмечается переслаивание песчаников с глинистыми отложениями сублиторали. В промысловом отношении они менее перспективны из-за их выклинивания и глинизации.

**Пласты Вн-II, Вн-I.** На начало формирования пласта Вн-II в пределах Катангской зоны существовали морские условия седиментации, которые привели к накоплению существенно глинистых отложений пачек vp-2-3 и vp-2-4 [Шемин и др., 1988]. К этому времени гранитогнейсы Алтыбско-Кулиндинского поднятия были эродированы и фундамент представлял собой уже относительно выровненный пенеплен, перекрытый морскими глинистыми отложениями литорали и сублиторали. Формирование отложений пластов Вн-II, Вн-I протекало в условиях 2 регрессивно-трансгрессивных циклов седиментации во всей Катанг-

ской зоне. По фациальной обстановке формирования пластов Вн-II, Вн-I выделяются отложения: приливно-отливной равнины мелководья, зоны пляжа, баровых тел и межбаровых лагун, глубоководного шельфа. Отложения пластов представлены мелкозернистыми песчаниками и алевролитами со всеми типами переходных разностей с постоянным присутствием прослоев аргиллитов и имеют небольшую мощность (редко до 12 м). Это обусловлено удаленностью от источников сноса (зона денудации находится за пределами Катангской зоны) и формированием пластов Вн-II, Вн-I за счет перемива нижележащих терригенных отложений, которые в процессе регрессии обнажаются в северо-восточной части территории.

Таким образом, седиментация осадков ванаварской свиты в пределах Катангской седловины определялась морфоструктурными особенностями палеорельефа, созданного породами гранитоидного фундамента и терригенно-карбонатными отложениями рифея. При этом формирование вендского прогиба с одновременной компенсацией области прогибания частично являлось следствием структурной перестройки рифейского комплекса в процессе диагенеза и катагенеза отложений. В условиях медленного опускания территории от наиболее погруженной части палеовпадины увеличивается количество песчаных тел вверх по разрезу и площадь распространения продуктивных горизонтов. На разрезах отчетливо устанавливается фациальная зональность, определяющая строение и внутреннюю неоднородность продуктивных пластов. На основании разрезов составлены палеогеографические карты обстановок седиментации продуктивных пластов ванаварской свиты, которые используются при планировании ГРП.

#### Литература

- Кочнев Б.Б.* Обстановки осадконакопления ванаварской свиты венда Сибирской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 1. С. 22–33.
- Мельников Н.В.* Стратиграфические несогласия в разрезе венда Катангской седловины // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 4. С. 27–35.
- Розен О.М.* Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 1–19.
- Романовский С.И.* Седиментологические основы литологии. Л.: Недра, 1977. 408 с.
- Шемин Г.Г., Стариков Л.Е., Краснянский А.Л.* Результаты детальной корреляции вендских терригенных отложений Верхнечонского и Собинского месторождений // Региональная стратиграфия нефтегазоносных районов Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1988. С. 5–9.
- Шарифуллин А.Г.* Современная денудация в горах Кавказа и Средней Азии: территориальные особенности и факторы, их определяющие. Дисс. ... канд. геогр. наук. Казань: КГУ, 2015. 174 с.

## МОДЕЛЬ НОВЕЙШЕЙ ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ НАМИБИИ

**Коковкин А.А.**

*Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, kokovkin@itig.as.khb.ru*

В 2012–13 гг. была исследована орогено-рифтогенная окраинно-континентальная структура (ОКС) Намибии. По всей ее территории были проведены рекогносцировочные маршруты общей протяженностью 10 000 км, с детальной документацией представительных обнажений. Полученная информация, в сочетании с данными геологической картографии и литературных источников, результатами дешифрирования космо-фотоснимков, позволила разработать принципиально новую модель новейшего (эоцен-голоценового) этапа развития этой структуры [Коковкин, 2014]. Достоверности реконструкций способствовало наличие здесь надежных реперов – эоцен-плейстоценовых осадков, поверхностей выравнивания и дюн. Моделирование выполнено на комплексной (междисциплинарной) эволюционной ос-

нове. Свое место в этой модели нашли и два ярких намибийских феномена – «калькрета» и астероидная бомбардировка.

Намибийская ОКС формировалась в процессе *пульсационного взаимодействия плюмовой системы Атлантики с Африканским континентом*, сбалансированного с глобальными пульсациями. В новейшее время в ходе этого взаимодействия была сформирована **орогенно-рифтогенная структурная триада** с Восточно- и Западно-Намибийским рифтогенами (ВНР и ЗНР, соответственно), разделенными *Центрально-Намибийским орогеном* (ЦНР). В основную часть новейшего этапа структуры рифтогенов формировались в динамичном равновесии с функционирующими на их обрамлении системами палеодолин, в условиях семигумидного-семиаридного климата. Выполнены они рыхлыми, обводненными пролювиально-аллювиальными, преимущественно зеленоцветными и пестроцветными осадками формации «калахари» [Miller, 2008]. Максимальная (до 1000 м) мощность осадочного чехла характерна для северной части ВНР (впадина Этоша). Основным источником материала для тонкообломочных пестроцветных осадков послужила латеритная кора докайнозойского фундамента на обрамлении рифтогенов. Небольшие реликты ее сохранились в отдельных локальных блоках ЦНО.

В *середине плейстоцена* в ОКС Намибии активизировался орогенез. Вся структура триады была поднята с амплитудой до 1.5 км в центре (в структуре ЦНО). Оба рифтогена были выведены при этом из седиментации и эродированы. Поверхность рифтогенов с прилегающими к ним бортами ЦНО была пенепленизирована. Максимальные преобразования испытала структура ЗНР. Его приближенная к ЦНО (восточная) часть была поднята с амплитудой до 500 м и эродирована намного интенсивнее структуры ВНР. Западный фланг ЗНР был в то же время частично поглощен Атлантикой. Континентальная часть ЗНР представлена на современном срезе реликтами его палеодолинной системы. В северной части ЗНР (район Россинг), поднятой с наибольшей амплитудой, уровень грунтовых вод опустился на глубину более 100 м [Groundwater..., 2011]. При этом в структуре ВНР он приближен к поверхности, местами до глубины 1 м и менее.

В *плейстоцен-голоценовое время*, в условиях нарастающей аридизации климата, структура намибийской триады подверглась масштабной **дефляционной эрозии**. Наиболее активно она проявила себя в рифтогенах с их рыхлыми, механически неустойчивыми осадками. На поднятой, эродированной, пенепленизированной поверхности обоих рифтогенов были сформированы крупные *дюнные массивы* – на западе массив *Намиб*, на востоке – массив *Калахари*. О масштабе дефляции свидетельствуют размеры дюн массива Намиб, высота которых достигает 100 м. Дюны здесь «живые». В массиве Калахари дюнообразование продолжается в настоящее время лишь в его южной части. Высота дюн не превышает здесь 20 м. На севере Калахари развиты лишь реликтовые массивы низких дюн. Их первичная волновая система маскирована саванной. Судя по всему, в конце плейстоцена, под прессом нарастающей с севера гумидизации, зона аридизации с ее дефляционными процессами стала системно смещаться к югу.

**Намибийская «калькрета»** получили практически повсеместное развитие в осадках новейших впадин и палеодолин, в меньшей степени – на их обрамлении. Ее плащом покрыта большая часть территории Намибии. По определению, взятому из Геологического словаря, «калькреты – группа карбонатных или богатых карбонатами пород, образующихся у поверхности земли в засушливых районах в результате испарения грунтовых вод, выносящих на поверхность карбонаты (преимущественно карбонат кальция)». Своей экзогенной трактовке (как, впрочем, и самому своему названию) намибийская «калькрета» обязана калькрете Западной Австралии, где с ее развитием связано формирование уранового месторождения *Йилирри* [Лаверов и др., 1983]. Однако, между калькретами Австралии и Намибии имеется больше различия, чем сходства. Австралийская калькрета – это отчетливо поверхностное, современное экзогенное образование, сформированное в условиях аридного климата. Намибийская же «калькрета» имеет все признаки более раннего, импульсного, глубинного происхождения.

Столь дальней аналогии способствовало то, что набийская «калькрета» изучалась, в основном, в районе Россинга, где в осадках реликтовых палеодолин ЗНР локализованы многочисленные гидрогенные месторождения урана. Большинство этих месторождений также являются приповерхностными образованиями. Их оруденение залегает на глубине не более первых десятков метров. Условия его локализации во многом определила специфика вмещающей его палеодолинной системы, эродированной и полностью обезвоженной. Максимальная мощность ее осадков не превышает 40 м (месторождение Лангер-Хейнрич), тогда как уровень грунтовых вод, как отмечено выше, опущен здесь ниже 100 м. Возможность формирования испарительным процессом калькреты (равно как и уранового оруденения) здесь крайне ограничена. К тому же сама «калькрета» с урановыми рудами и вмещающими их осадками – это отчетливо реликтовые образования.

В своем первичном виде «калькрета» Намибии – это *продукт плейстоценового очагового низкотемпературного метасоматоза* с импульсным характером его развития и с двойным контролем – проницаемостью разреза и разрывной (плейстоценовой) тектоникой. Это установлено прямыми наблюдениями в многочисленных карьерных вскрытиях. В фундаменте рифтогенов вскрыты зоны брекчирования с кальцитовым цементом – подводющие каналы «калькреты», откуда она распространяется в осадки «калахари», с выходом на поверхность. В обоих рифтогенах в центре очагов осадки проработаны карбонатом на глубину до 300 м и более, что подтверждено данными бурения, полученными из упомянутых литературных источников. От центров этих очагов «калькрета» распространяется практически на всю площадь рифтогенов, с выходом на борта ЦНО. Пестроцветные осадки «калахари» восстановлены «калькретой» до зеленоцветов, нередко брекчированы и разбиты карбонатным штокверком. В приосевой части орогена «калькрета» была, очевидно, взломана его активно развивающейся до настоящего времени структурой и эродирована. Время образования намибийской «калькреты» можно достаточно уверенно датировать *началом среднего плейстоцена*, поскольку она наложена на поверхность плейстоценового пенеплена и перекрывается песками плейстоцен-голоценовых дюн.

Бомбардировавший нашу Землю *плейстоценовый поток астероидов* оставил на ее поверхности исключительно яркие следы в виде метеоритов и астроблем. Кольцевые деформационные структуры астроблем хорошо выражены в современном рельефе и уверенно выделяются на космоснимках. Такая выраженность является прямым свидетельством их молодого, плейстоценового возраста. У более древних астроблем практически не было шансов сохраниться на земной поверхности в условиях мощного воздействия на них тектонических, эрозионных процессов и химического выветривания. Особенно масштабное воздействие этот поток оказал на (современный) юго-запад Африки – от ЮАР до Сахары, с максимумом на территории Намибии. В ее северо-восточной части, в районе г. Гротфонтейн, на поверхности лежит крупнейший в мире метеорит *Хоба* (60 т). В южной части Намибии выпал метеоритный «дождь» *Гибсон*. Здесь с площади около 300 км<sup>2</sup> была в свое время собрана крупнейшая в мире коллекция метеоритов общим весом 15 т. На юго-западном фланге этой площади имеется астроблема *Ротер-Камм*. Ее небольшая (диаметр 2 км) кольцевая деформационная структура контрастно выделяется на спланированной плейстоценовой дефляцией поверхности. Северо-западнее Россинга автором была изучена значительно более крупная кольцевая структура Мессум-Кратер (диаметр 20 км), имеющая все признаки классической астроблемы с двойным деформационным кольцом. Внешнее ее кольцо, в результате реактивной отдачи коры на удар астероида, было взброшено с амплитудой до 50 м. На периферии этой астроблемы, на площади более 1000 км<sup>2</sup>, поверхность плейстоценового пенеплена была взломана с образованием гиганто-брекчии.

Столь концентрированная бомбардировка астероидами, вероятно, и стала причиной активизации орогенеза в структуре намибийской триады, с импульсным возбуждением глубинного флюидопотока и выбросом карбонатных растворов «калькреты» на поверхность коры. Следует заметить, что вся система активных глубинных разломов Земли до настоящего времени насыщена углекислотой. Прямые признаки связи «калькреты» с астроблемами



отмечены в упомянутой структуре Мессум-Кратер и в астроблеме Кызым-Чек (Южный Казахстан, Чу-Сарысуйская впадина), изучавшейся автором при проведении поисков на уран еще в 1973 г.

В эволюции намибийской триады выделяется важнейший *временной рубеж*, соответствующий *середине плейстоцена*. С ним связано резкое изменение хода дальнейшего развития не только этой ОКС, но и Планеты в целом. На всех континентах с этого времени активизировался орогенез с образованием горных сооружений Альп, Кавказа, Гималаев, Кордильер и пр. С этим же рубежом, так или иначе, связан и феномен молодости современного Мирового океана с исчезающе малой мощностью осадков его центральных, наиболее глубоких, частей. Важность этого рубежа определяется и тем, что он обозначил появление популяции «*homo sapiens*». И, по-видимому, не случайно с началом этого рубежа совпала с бомбардировкой Планеты астероидным потоком. Открытая система Земли после такого мощного внешнего воздействия вполне могла сменить орбиту и, в любом случае, она должна была изменить режим своего внутреннего развития. С этого времени действующий в основную часть новейшего этапа ритм глобального расширения сменился кратковременным, но мощным ритмом сжатия.

### Литература

Коковкин А.А. Эволюция новейшей окраинно-континентальной структуры Намибии и структура-антипод Востока Азии. Опыт междисциплинарного исследования на синергетической основе. Саратов: Приволжская книжная палата, 2014. 188 с.

Лаверов Н.П., Смилкстын А.О., Шумилин М.В. Зарубежные месторождения урана. М.: Недра, 1983. 320 с.

Groundwater in Namibia an explanation to the Hydrogeological Map. Windhoek: 2011. 128 p.

Miller McG. The Geology of Namibia. Volume 3. Upper Palaeozoic to Cenozoic. 2008. 246 p.

## НОВЕЙШИЕ ПРОЦЕССЫ В СТРУКТУРЕ ВОЛЖСКОГО (САРАТОВСКО-КАМЫШИНСКОГО) ПРАВОБЕРЕЖЬЯ: НОВЫЕ ДАННЫЕ

Коковкин А.А.<sup>1</sup>, Иванов А.В.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, kokovkin@itig.as.khb.ru

<sup>2</sup>Саратовский государственный технический университет

В 2015 г. экспедицией, организованной Саратовским государственным техническим университетом, на абразионном уступе р. Волги (далее просто Уступ) с прилегающей территорией Правобережья, в интервале Саратов-Камышин проведено изучение новейших (эоцен-голоценовых) наложенных процессов. Организационная сторона этих работ представлена в книге фотоочерков [Иванов и др., 2015].

На Уступе, сложенном в основном осадками мела и палеоцена, широко развиты тектонические и сейсмогенные дислокации с проявления низкотемпературного гидротермального метасоматоза, ранее здесь практически не изучавшиеся. Исследованная структура находится в пределах Альпийско-Гималайского подвижного пояса, в области взаимодействия мобильной рифтогенной системы Прикаспийской впадины с жестким блоком ее фундамента, Воронежской антеклизой. Здесь в новейшее время была сформирована структура Правобережного свода. Основную часть новейшего этапа Прикаспийская впадина с ее западной частью развивалась под диктовку орогенеза. К этому времени она уже завершила свое развитие в качестве единого крупного рифтогена с внутриконтинентальным морским бассейном. Тем не менее, она сохранила свою мобильность вплоть до настоящего

времени, о чем свидетельствует Хвалынская трансгрессия и наличие современного Каспия. Возрастной идентификации проявленных на Уступе наложенных процессов способствовали надежные реперы. Датировку нижней границы этих процессов обеспечил достоверно стратифицированный разрез мел-палеоценовых осадков Уступа. Диагностике верхних возрастных границ помогает наличие здесь реликтов позднеплейстоценовых морских хвалынских красноцветов и более поздних континентальных палеоврезов, выполненных русловым аллювием.

**Новейшие тектонические дислокации.** Наиболее *ранние* (предхвалынские) дислокации наблюдались на Уступе в районе села *Мордово*. Здесь горизонтально слоистые хвалынские красноцветы спокойно, без выраженного базального слоя, залегают на субгоризонтальной пенеппенизированной поверхности интенсивно дислоцированных меловых осадков. Судя по всему, перед Хвалынской трансгрессией рассматриваемая структура в течение длительного времени (возможно, с *миоцена* или еще ранее) развивалась в континентальных условиях. Сначала – в режиме активного орогенеза, затем – в условиях длительно и устойчиво развивающегося, крупного поднятия.

Практически повсеместное распространение получили здесь дислокации *плейстоцен-голоценового возраста*. Они накладываются не только на осадки мела и палеоцена, но и на хвалынские красноцветы, и на многочисленные, еще более молодые палеоврезы. Все палеоврезы взброшены с вертикальной амплитудой в первые десятки метров и деформированы. Контакты их с вмещающими меловыми и палеоценовыми осадками сорваны. Осадки самих палеоврезов насыщены зеркалами скольжения. Поверхность палеоврезов спланирована голоценовой эрозией и перекрыта современным почвенным слоем.

**Сейсмодислокации.** На Уступе получили широкое развитие *клиновидные* (бескорневые) сейсмодислокации (СД). Ими деформирован элювиально-делювиальный плейстоцен-голоценовый горизонт, нередко и основание перекрывающего его современного почвенного слоя. Наложение СД на подстилающие мел-палеоценовые отложения (до глубины 10–15 м) сопровождается «сухим» дроблением, развитием на плоскостях открытых трещин глиники трения, зеркал и борозд скольжения. Наличие этих СД указывают на то, что *в начале голоцена, примерно 9 тыс. лет назад, в Среднем Поволжье произошло одно или серия сближенных, мощных землетрясений магнитудой не менее 10.*

**Новейший низкотемпературный гидротермальный метасоматоз** представлен на Уступе проявлениями разного состава, с различной (нередко, весьма своеобразной) морфологией. Как правило, все они приурочены к участкам новейших, в том числе плейстоцен-голоценовых, тектонических и сейсмогенных дислокаций. Такая связь дополнительно подтверждает высокую сейсмогеодинамическую активность новейшей структуры Правобережья. Судя по характеру этих проявлений, здесь действовала сложноорганизованная, длительно развивающаяся гидротермальная система, заложенная еще в конце палеоцена (возможно, и ранее) и продолжающая свое развитие до настоящего времени.

**«Белые курильщики»** – одно из ранних проявлений этой системы. Выше и ниже Камышина, в пляжной зоне под Уступом, сложенным здесь осадками палеоцена (камышинская свита), развиты весьма необычные образования – *тела крепких песчаников почти идеальной эллипсоидной формы* размером до 5×1.5 м, **буквально набитые раковинами различных видов моллюсков**. Цепочка этих тел «съехала» под Уступ из осадков верхней части палеоценового разреза и перекрывающего его плейстоцен-голоценового элювиально-делювиального горизонта, в котором они были препарированы плейстоценовой эрозией. Насыщенный остатками раковин песчаный субстрат эллипсоидов сцементирован кальцитом. В центре их имеются трубчатые отверстия, полые или заполненные рыхлым материалом. Похоже, здесь во время седиментации работала *гидротермальная струйная система с локальными подводными каналами*. Что-то вроде «курильщиков», но не черных, а белых. На ближней периферии восходящих струй «белых курильщиков» в благоприятной для жизнедеятельности моллюсков среде и образовались сформировавшие эти эллипсоиды локальные, плотно заселенные сообщества. Конечность размеров эллипсоидов локализацией их в горизонте

небольшой мощности говорят об относительно коротком времени работы каждой из струй и системы в «курильщиков» в целом.

Ранее севернее Саратова профессором СГТУ А.В. Ивановым, основным организатором этой экспедиции, были обнаружены скопления странных *трубчатых тел* диаметром до 0.5 м, концентрически зонального внутреннего строения, различной (от крутой до субгоризонтальной) ориентировки. Выполнены они плотным, светло-серым (до белого), дисперсным халцедон-опаловым агрегатом. Внешняя синевато-черная оторочка сложена дисперсным органическим веществом (возможно, битумом) Нижняя (внутренняя) часть самой крупной «трубки» брекчирована. Вмещающие эти «трубки» меловые алевролиты заметно литифицированы (окремнены), разбиты системой крутых и послойных трещин, многие из которых полностью залечены кремнистым материалом.

Фрагменты двух, значительно более крупных (диаметр до 5–7 м), еще более необычных, тел усложненной трубчатой морфологии были обнаружены ранее А.В. Ивановым в районе Нижней Банновки, в 100 км южнее Саратова. Здесь они выходят из-под уреза воды и обнажаются в нижней части Уступа. Вмещающие их глинистые пески и алевролиты сеномана дислоцированы, разбиты объемной системой открытых трещин и заметно уплотнены. Внутри эти тела заполнены брекчией вмещающих пород. Непосредственный контакт этих тел с вмещающими осадками также достаточно необычен. Он представлен тонкой (1–2 мм) бледно-зеленой стекловатой корочкой (агрегат кварца и опала), выдержанной и практически не нарушенной деформациями.

Морфология и состав всех этих трубчатых тел свидетельствуют об импульсном характере формирующего их, весьма энергоемкого, процесса. Здесь мы, по-видимому, имеем дело с новейшими трубками взрыва, *диатремами*, точнее – со сложноорганизованными диатремными системами

Еще более экзотические и намного более масштабные проявления *кремнекислого гидротермального метасоматоза* расположены в 5 км северо-западнее Камышина. Три субвертикальных, округлых в плане тела этих метасоматитов, диаметром до 600 м локализованы здесь в поле рыхлых палеоценовых песков камышинской свиты. Препарированные эрозией, они представлены в рельефе сопками высотой до 90 м. На космоснимках они выражены кольцевыми морфоструктурами, локализованными в южной части более крупной кольцевой структуры. Сложены они агрегатом халцедоновидного кварца со сложной, ячеистой внутренней структурой. Ячеи размером от сантиметров до первых метров имеют прихотливо изогнутые стенки, осложненные трубчатыми (полыми), полого изогнутыми каналами диаметром  $n \times 10$  см. Эти каналы фиксируют поступление, по-видимому, самых последних порций силикатных флюидов. Внешние контакты кремнистых тел с вмещающими их рыхлыми песками резко-постепенные, в зоне 1 м. Пески в пределах этой зоны уплотнены – до песчаников у самого контакта.

По всему Уступу развиты *штокверковые формы халцедоновидного кварца и опала*. На участках наиболее дислоцированных осадков Уступа нередко можно наблюдать скопления *конкреций и небольших трубчатых тел* (диаметр до 25 см), выполненных *сульфидами* (пирит, марказит), частично или полностью замещенными лимонитом и/или ярозитом. В 12 км ниже Камышина (т.н. 70–72) на Уступе обнаружена система субвертикальных *полых трубок* диаметром около 20 см, пронизывающих толщу палеоценовых осадков Уступа на всю его высоту, с выходом под почвенный слой. Некоторые из них заполнены материалом этого слоя. Эти полые трубки, вероятно, служили подводными каналами для расположенной ниже флюидной системы.

В районе с. Луганского в осадки верхнего мела врезано русло небольшого современного ручья, образованного действующим в его верховье минеральным источником. Борта и русловой аллювий этого ручья проработаны карбонатом до уровня крепких конгломератов.

Основные выводы: 1) структура новейшего Правобережного свода развивалась в весьма напряженном сейсмогеодинамическом режиме вплоть до голоцена; 2) особый интерес

представляет **плейстоцен-голоценовый** временной интервал, в который здесь запрессована целая серия процессов и событий, начиная с Хвалынской трансгрессии и заканчивая мощными голоценовыми землетрясениями; 3) в кайнозое здесь действовала сложноорганизованная гидротермальная система, менявшая состав своих растворов с *углекислого в палеоцене* на существенно *кремнекислый в эоцене*, и снова на *углекислый – в плейстоцене и голоцене*; 4) *Волжский Уступ* является идеальным исследовательским полигоном для изучения новейшей геологической истории, с уникальной представительностью на нем процессов и событий плейстоцен-голоценового времени.

### Литература

Иванов А.В., Яшков И.А., Коковкин А.А. и др. Научно-просветительская экспедиция по Саратовско-Волгоградскому Правобережью «Гагаринский плавучий Университет». Путевые фотоочерки. М.: Изд-во «Университетская книга», 2015. 200 с.

## К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ОТПЕЧАТКОВ АРУМБЕРИЕМОРФНЫХ ОРГАНИЗМОВ В ВЕРХНЕМ ВЕНДЕ УРАЛА, ПРИНИМАЕМЫХ ЗА ЭРОЗИОННЫЕ ТЕКСТУРЫ

Колесников А.В.<sup>1</sup>, Гражданкин Д.В.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, ppp853@gmail.com

<sup>2</sup>Новосибирский национальный исследовательский государственный университет,  
fbоеоиа@mac.com

В 2012 г. на 9-м Уральском литологическом совещании в г. Екатеринбурге широкой публике был представлен доклад об отпечатках арумбериеморфных организмов на Урале принимаемых за эрозионные текстуры [Колесников, Гражданкин, 2012]. В нем рассказывалось о биологическом происхождении арумбериеморфных текстур и выделении новых разновидностей отпечатков: *A. banksi forma banksi*, *A. banksi f. vindhyanensis*, *A. banksi f. beckeri*, *A. banksi f. ollii*, *A. banksi f. usvaensis* и *A. banksi f. multykensis*. Выделенные разновидности арумберий отличались биостратиграфическими особенностями захоронения остатков, расстоянием между основными конструктивными элементами и их сохранностью, присутствием дополнительных структур между конструктивными элементами.

Долгое время происхождение объектов *Arumberia* вызывало дискуссии. Ископаемые остатки, представляющие текстуры на поверхностях напластования в виде субпараллельных, иногда веерообразно расходящихся валиков или желобков, впервые были описаны под именем *Arumberia banksi* Glaessner et Walter, 1975 и диагностированы как песчаные слепки кубковидных кишечнополостных мягкотелых бентосных организмов [Glaessner, Walter, 1975]. Некоторые исследователи предлагали интерпретировать арумберии как остатки водорослевых организмов [Советов, 2006] и, более того, был описан новый вид ископаемых водорослевых организмов *Arumberia vindhyanensis* Kumar et Pandey, 2008 [Kumar, Pandey, 2008]. Высказывались мнения, что такие объекты могли образоваться в результате взаимодействия микроорганизмов и осадка с последующим образованием, т. н. специфических микробиально индуцированных осадочных текстур [Callow et al., 2011; Kumar, Ahmad, 2014; Davies et al., 2016]. Другие ученые сомневались в биологическом происхождении арумберий, аргументируя свою точку зрения поразительным сходством отпечатков организмов со сточными микроканавками [Jenkins, 1981] и слепками эрозионных желобков на поверхности вязкого осадка [McIlroy, Walter, 1997]. Тем не менее, несмотря на сходство арумберий с эрозионными текстурами подошвы турбидитов [Dzulynski, Walton, 1963; Allen, 1971; Ricci Lucchi, 1995], например, такими как слепки промоин, отпечатки царапин, борозды выпахи-

вания, было убедительно доказано, что арумбериоморфные текстуры имеют несомненное биологическое происхождение [Колесников и др., 2012], что и было представлено участникам 9 Уральского литологического совещания четыре года назад [Колесников, Гражданкин, 2012].

В настоящее время текстуры похожие на арумберии известны из неопротерозойских отложений на о. Ньюфаундленд, в Англии, Австралии, Подолии, Вычегодском прогибе Восточно-Европейской платформы, Среднем и Южном Урале, Восточном Присяянье, Прибайкалье и Индии [Glaessner, Walter, 1975; Bland, 1984; Беккер, 1996; McIlroy et al., 2005; Советов, 2006; Kumar, Pandey, 2008; Колесников и др., 2012; Kolesnikov et al., 2015].

В процессе дальнейшего изучения выяснилось, что основные конструктивные элементы – серии субпараллельных или веерообразно расходящихся желобков и канавок очень похожи на отпечатки руг микробиальных колоний. Под ругами понимаются сложные складки образующиеся на поверхностях современных многоклеточных микробиальных колоний, обусловленные локализованным отмиранием клеток в результате реакции на резкое изменение окружающей среды [Asally et al., 2012]. **Например, недавно было установлено, что по крайней мере у некоторых организмов эти складки представляют собой адаптивную стратегию, которая позволяет микробиальным колониям увеличивать площадь поверхности в условиях недостаточного содержания кислорода [Dietrich et al., 2013]. Предполагается, что руги арумберий представляют собой результат адаптивной стратегии, позволяющей этим сообществам микроорганизмов обитать в обстановках с периодическим осушением.**

В июле 2015 г. нами были обнаружены арумбериоморфные текстуры в современных микробиальных матах приливно-отливных равнин западного побережья Франции. Микробиальные маты образуются в искусственных запрудах/«салинах», в которых происходит испарение поступающей морской воды с последующей кристаллизацией соли для ее дальнейшей коммерческой реализации. В одной из таких салин у д. Kervalet были обнаружены арумбериоморфные текстуры на поврежденных участках микробиального мата. По данным владельца салины Шарля Перро, полная чистка его салины производилась 8 лет назад. Предполагается, что возраст отложенных биаламинитов так же достигает 8 лет. Микробиальный мат и биаламинит был поврежден локально в результате сезонной чистки дна салины работниками солепроизводящего кооператива в апреле 2015 г. На месте удаленного восьмилетнего биаламинита через некоторое время образовался тонкий молодой мат, вся поверхность которого покрылась ругами общим видом напоминающая ископаемую арумбериоморфную текстуру.

В результате морфологического сравнения руг современного биомата и ископаемых руг арумберий из верхнего венда Урала выявились общие признаки: руги современных и ископаемых арумберий сохраняются на нескольких поверхностях напластования осадка; серии современных и ископаемых руг напоминают слоевищеподобное тело с четкими краями; субпараллельное расположение руг есть как у современных биоматов, так и у ископаемых отпечатков. Современный и ископаемый материал демонстрирует сходство на микроскопическом уровне: руги образуются только в молодых тонких современных биоматах и в ископаемом материале они встречены на тонких биаламинитах. Признаки руг не были обнаружены на мощных современных и ископаемых биаламинитах. Обнаружение «современных» арумберий еще сильнее ставит под сомнение гипотезу о принадлежности таких объектов к осадочным эрозионным текстурам и укрепляет гипотезу о биологической природе проблематичных остатков. Вероятнее всего, возникновение руг в современных биоматах являлось координированной реакцией микроорганизмов на стресс окружающей среды, вызванный, например, кратковременным осушением дна салины.

Морфология микробиальных биопленок и колоний, в основном, является результатом взаимодействия нескольких биологических стратегий адаптации микроорганизмов к выживанию в стрессовых условиях, таких как снижение концентрации питательных веществ, кислородное обеднение, пагубные условия и возникающая защитная функция организмов [Sousa et al., 2013]. **До настоящего времени арумбериоморфные текстуры представляли па-**

леонтологические объекты с неясным систематическим положением и описывались под родовым именем *Arumberia*. Поскольку, арумберии представляют, по-видимому, специфическую разновидность микробially индуцированной осадочной текстуры, то мы предлагаем упразднить род *Arumberia*, вывести арумберии из палеонтологической систематики и для описания таких объектов использовать термин «арумбериеморфная текстура». Среди выделенных ранее формальных разновидностей арумберий [Колесников и др., 2012] нельзя с уверенностью сказать, что *A. banksi* f. *beckeri*, *A. banksi* f. *ollii* представляют арумбериеморфную текстуру, т.к. они не сохраняются в биаламинитах и основные конструктивные элементы представлены не ругами, а замещенными глинистыми минералами в виде волокнистых образований напоминающих водорослевые остатки, в то же время, разновидности *A. banksi* forma *banksi*, *A. banksi* f. *vindhyanensis*, *A. banksi* f. *usvaensis* и *A. banksi* f. *multykensis* представляют собой вариации арумбериеморфных текстур, скорее всего, являющиеся результатами реакций микробially сообществ на различные стрессы окружающей среды.

Благодаря обнаружению современных аналогов ископаемых арумбериеморфных текстур в микробially матах приливно-отливных равнин западного побережья Франции различные аспекты палеобиологии позднего венда и эдиакария теперь могут быть пересмотрены. Экспансия арумбериеморфных текстур в верхнедокембрийских отложениях начинается вместе с внезапным исчезновением многих групп мягкотелых организмов – событие под которым многими учеными понимается котлинский кризис (вымирание) [Sokolov, 1990; Brasier, 1992; Brasier, Lindsay, 2001; Grahdankin, 2014; Kolesnikov et al., 2015]. Котлинский кризис предшествовал глобальному низкому стоянию уровня моря (иногда называемому «котлинской регрессией») и нарастанию питательных веществ в глубоководных морских бескислородных обстановках. Последующее повышение уровня моря могло иметь решающее значение в возврате питательных веществ на мелководье и кардинальной перестройке экосистем и эволюции древнейших многоклеточных организмов [Brasier, Lindsay, 2001]. Широкое распространение ископаемых остатков описанных как *Arumberia* в приливно-отливных мелководных обстановках может являться признаком подверженности микробially экосистем к стрессу вызываемому окружающей средой, например, такими как редокс-неоднородности эдиакарских крайнемелководных бассейнов.

Несмотря на то, что аналогия с современными биоматами не решена до конца, арумбериеморфные текстуры представляют особый интерес в астробиологических исследованиях – подобные объекты могут быть обнаружены в будущем на других планетах. Однако, в случае с арумбериями распознавание абиогенной природы было сделано ошибочно. Арумбериеморфные текстуры в современных микробially матах являются примером того, как простые геомикробиологические системы могут отличаться и, более того, они могут очень сильно отличаться, чем это представлялось раньше.

Авторы выражают благодарность Гоммо Максиму и Данельяну Таниэлю за помощь в проведении совместных исследований на западном побережье Франции. Отдельной благодарности заслуживают работники кооператива **Salines de Guérande Пеппо Шарль, Дессом Жиль, Дюбре Сильван** за возможность работы на салинах, предоставленные личные многолетние наблюдения, разрешение на отбор материала, а так же А.В. Маслову за помощь в проведении исследований и сборе ископаемого материала на Урале.

*Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ и РНФ (гранты 15-05-01512 и 14-17-00409).*

### Литература

Беккер Ю.Р. Открытие эдиакарской биоты в кровле венда Южного Урала // Региональная геология и металлогения. 1996. № 5. С. 111–131.

Колесников А.В., Гражданкин Д.В. Отпечатки арумбериеморфных организмов на урале, принимаемые за эрозионные текстуры // Приоритетные и инновационные направления литологических исследований. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 74–75.

Колесников А.В., Гражданкин Д.В., Маслов А.В. Арумбериоморфные текстуры в верхнем венде Урала // Докл. АН. 2012. С. 66–72.

Советов Ю.К. Растительность на берегах вендских рек, климатическая зональность и палеогеографическое положение Сибирского кратона в позднем венде // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 4. Т. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. С. 143–146.

Allen J.R.L. Transverse erosional marks of mud and rock: their physical basis and geological significance // Sed. Geol. Spec. iss. 1971. V. 5. № 3/4. P. 167–385.

Asally M., Kittisopikul M., Rué P., Du Y., Hu Z., Zağatay T., Robinson A.B., Lu H., Garcia-Ojalvo J., Süel G.M. Localized cell death focuses mechanical forces during 3D patterning in a biofilm // PNAS. 2012. V. 109. № 46. P. 18891–18896.

Bland B.H. Arumberia Glaessner & Walter, a review of its potential for correlation in the region of precambrian-cambrian boundary // Geol. Mag. 1984. V. 121. № 6. P. 625–633.

Brasier M.D. Background to the Cambrian Explosion // J. Geol. Soc. London. 1992. V. 149. № 4. P. 585–587.

Brasier M.D., Lindsay J.F. Did supercontinental amalgamation trigger the “Cambrian Explosion” // The Ecology of the Cambrian Radiation. New York: Columbia University Press, 2001. P. 69–89.

Callow R.H.T., Battison L., Brasier M.D. Diverse microbially induced sedimentary structures from 1 Ga lakes of the Diabaig Formation, Torridon Group, northwest Scotland // Sed. Geol. 2011. V. 239. P. 117–128.

Davies N.S., Liu A.G., Gibling M.R., Miller R.F. Resolving MISS conceptions and misconceptions: A geological approach to sedimentary surface textures generated by microbial abiotic processes // Earth-Sciences Rev. 2016. V. 154. P. 210–246.

Dzulynski S., Walton E.K. Experimental production of sole markings // Transactions of the Edinburgh Geological Society. 1963. V. 19. Part 3. P. 279–305.

Dietrich L.E., Okegbe C., Price-Whelan A., Sakhtah H., Hunter R.C., Newman D.K. Bacterial Community Morphogenesis Is Intimately Linked to the Intracellular Redox State // J. Bacteriology. 2013. V. 195. № 7. P. 1371–1380.

Glaessner M.F., Walter M.R. New precambrian fossils from the Arumberia sandstone, Northern Territory, Australia // Alcheringa. 1975. V. 1. P. 59–69.

Grazhdankin D. Patterns of evolution of the Ediacaran soft-bodied biota // J. Paleontology. 2014. V. 88. № 2. P. 269–283.

Jenkins R.J.F. The concept of an “Ediacaran” period and its stratigraphic significance in Australia // Trans. Royal Soc. South Australia. 1981. V. 105. P. 179–194.

Kolesnikov A.V., Marusin V.V., Nagovitsin K.E., Maslov A.V., Grazhdankin D.V. Ediacaran biota in the aftermath of the Kotlinian Crisis: Asha Group of the South Urals // Prec. Res. 2015. V. 263. P. 59–78.

Kumar S., Ahmad S. Microbially induced sedimentary structures (MISS) from the Ediacaran Jodhpur Sandstone, Marwar Supergroup, western Rajasthan // J. Asian Earth Sci. 2014. V. 91. P. 352–361.

Kumar S., Pandey S.K. Arumberia banksi and associated fossils from the neoproterozoic Maihar Sandstone, Vindhyan Supergroup, Central India // J. Palaeontological Society of India. 2008. V. 53. № 1. P. 83–97.

McIlroy D., Walter M.R. A reconsideration of the biogenicity of Arumberia banksi Glaessner & Walter // Alcheringa. 1997. V. 21. P. 79–80.

McIlroy D., Crimes T.P., Pauley J.C. Fossils and matgrounds from the Neoproterozoic Longmyndian Supergroup, Shropshire UK // Geol. Mag. 2005. V. 142. № 4. P. 441–455.

Ricci Lucchi F. Sedimentographica. Photographic atlas of sedimentary structures. New York: Columbia University Press, 1995. 255 p.

Sokolov B.S. The Vendian System: historical-geological and paleontological substantiation // The Vendian System. Vol. 2. Regional Geology. Berlin: Springer, 1990. P. 226–242.

Sousa T., Chung A., Pereira A., Piedade A.P., Morais P.V. Aerobic uranium immobilization by Rhodanobacter A2-61 through formation of intracellular uranium-phosphate complexes // Metallomics. 2013. V. 5. P. 390–397.

## ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ ПЕСЧАНОГО МАССИВА НИЖНИЙ КУЙТУН В БАРГУЗИНСКОЙ ВПАДИНЕ (ВОСТОЧНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Коломиец В.Л.<sup>1,2</sup>, Будаев Р.Ц.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт СО РАН, kolom@gin.bsnet.ru

<sup>2</sup>Бурятский государственный университет

Особенностью средней, наиболее расширенной (33 км), части Баргузинской котловины являются куйтуны – хорошо выраженные увалы – Верхний и Нижний, разделенные между собой долиной р. Аргады. Высота их, относительно днища впадины, колеблется от 30–50 до 180–200 м. Тыловая часть Нижнего Куйтуна имеет пологое сочленение со склоном Икатского горного поднятия, обрываясь в сторону р. Баргузин. Данный массив исследован на левобережье Баргузина в 3.7 км к юго-востоку от с. Элэсун и выполнен толщей песчаного материала озерно-речного происхождения различной структуры. По особенностям распределения обломочных частиц он разделяется на одиннадцать литологических горизонтов.

Венчающие разрез первых два горизонта (интервал 0.0–2.3 м) сложены разнотермическими псаммитами темно-палевого цвета со значительной примесью грубозернистого песка. Отложения непромытые, неслоистые и являют собой образования элювиально-коллювиального и эолового происхождения.

Третий–шестой горизонты (интервал 2.30–13.65 м) сформированы субгоризонтальными, наклонными мелкослоистыми тонкозернистыми алевропесками и песчаными алевритами (средневзвешенный диаметр частиц  $x = 0.08–0.48$  мм) серовато-желтоватого, желтоватого цвета. Особенностью структуры, в частности для 3-го и 4-го горизонтов, является повышенное содержание крупно-грубозернисто-песчаных (3.2–10.2% от общей массы) и мелкогравийных (до 2.7%) частиц. Сортировка материала – от совершенной до плохой (коэффициент сортировки Траска,  $S_0 = 1.29–2.04$ ; стандартное отклонение,  $\sigma = 0.05–0.77$ ). Мода осадка имеет в основном правостороннюю, в сторону мелких частиц, асимметрию (коэффициент асимметрии Траска,  $S_k > 1$ ; статистический коэффициент асимметрии,  $\alpha > 0$ ) и оценивает энергетические уровни сил среды седиментации как незначительные. Экспесс характеризуется знаком «+», что является показателем относительно спокойного тектонического режима этой среды. Коэффициент вариации ( $v$ ) варьирует в пределах от 0.8 до 1.6 и указывает на аллювиальное происхождение изучаемых осадков (поле однонаправленных постоянных слабодинамических водотоков с сезонным колебанием водности).

По палеопотамологическим реконструкциям седиментационный бассейн характеризовался срывающей скоростью перемещения дезинтегрированного субстрата – 0.27–0.36 м/с, придонными скоростями отложения – 0.17–0.23 м/с, поверхностной скоростью течения палеопотоков – 0.29–0.53 м/с, глубинами в близпаводковый – 1.4–4.3 м и в меженьный – 0.4–1.5 м периоды, уклонами водного зеркала 0.1–1.3 м/км при ширине 8.1–115.7 м. Естественные, слабоподвижные, незасоренные русла ( $\phi$ -критерий устойчивости русел  $< 100$ ) со свободным течением имели равнинный тип (число Фруда,  $Fr = 0.01–0.05$ ) с гладкой и мелко-грядовой поверхностью дна (универсальный критерий Ляпина,  $\beta = 0.16–0.22$ ) в благоприятных и весьма благоприятных условиях состояния ложа (коэффициент шероховатости,  $n = 41.9–50.7$ ). По фациальной природе осадки принадлежат русловым, реже пойменным фациям.

Осадочная толща на интервале 13.65–23.80 м (7–9 горизонты) выполнена маломощным субгоризонтальным переслаиванием с линзовидными скоплениями светло-серых, желтовато-серых, желтых алевритисто- и алевритово-мелкозернистых песков, алевропесков и песчаных алевритов ( $x = 0.1–0.28$  мм). Данным литологическим горизонтам присуща особенно хорошая, хорошая и умеренная сортировка ( $S_0 = 1.15–1.58$ ,  $\sigma = 0.07–0.22$ ), констатирующая удлинение пути перемещения наносов в слаботурбулентной среде с образованием



транзитных фракций. Имеет место скошенность эмпирических полигонов распределения как в левую ( $S_k < 1$ ), так и в правую ( $S_k > 1$ ) стороны при плюсовом эксцессе (некая равновесность тектонического режима среды седиментации). Значения коэффициента вариации, принадлежащие в основном интервалу от 0.60 до 0.86, свидетельствуют об аквальном, преимущественно смешанном озерно-речном характере бассейна осадконакопления.

Аккумуляция осадков совершалась в озеровидном проточном водоеме с ростом осредненных глубин до 1.9–2.1 м и равнинным типом палеоводотоков ( $Fr = 0.01–0.06$ ), транспортировавших сюда наносы, которые приходили в движение при достижении срывающих скоростей 0.27–0.32 м/с. Их перенос прекращался с падением скорости до 0.17–0.20 м/с. Необходимая высота водяного столба для их перемещения составляла 0.35–1.03 м при поверхностной скорости течения 0.32–0.44 м/с, ширине водотока 5.7–60.9 м и уклоне продольного профиля 0.04–0.47 м/км. Русла имели слабomobilный характер деформаций ( $\varphi < 100$ ), находились в благоприятных условиях состояния ложа и течения воды ( $n = 41.2–50.7$ ).

Самые низы Куйтуна (10–11 горизонты на интервале 23.8–26.6 м) представлены светло-серыми, темно-палевыми алевритово-мелкозернистыми, мелкозернистыми песками ( $x = 0.13–0.22$  мм) с субгоризонтальной и слабонаклонной текстурой. Отсортированность осадка особенно хорошая ( $S_0 = 1.09–1.18$ ;  $\sigma = 0.08–0.20$ ), мода смещена в сторону крупных частиц, что отвечает повышенному энергетическому уровню живых сил седиментации ( $S_k < 1$ ,  $\alpha > 0$ ) с устойчивым тектоническим фоном, подтверждаемом резко положительными значениями эксцесса. Самые низкие по разрезу параметры коэффициента вариации ( $v = 0.47–0.53$ ) соответствуют лимническому генотипу (поле стационарных проточных озерных водоемов с волновыми колебаниями водной среды). По палеопотамологическим данным глубины такого водоема не превышали 2.1 м при наличии субламинарных и переходных придонных струй течения шириной от 0.8 до 9.8 м, малых скоростях транспортировки и отложения материала, его стабильной обработке, а также превышении темпов трансформации поступающего в бассейн седиментации вещества над его привнесом.

Таким образом, установлен четкий тренд изменения характера среды осадконакопления песчаной толщи Нижнего Куйтуна – *лимнический* у основания (горизонтально-слоистые алевритово-тонкопесчаные разновидности приглубых, прибрежных и береговых фаций лимнической макрофации, 10–11 горизонты), преимущественно комплексный *аллювиально-озерный* нижнесредней части массива, меняющийся в отдельных случаях либо на чисто речной или озерный (смешанный фракционный состав, 7–9 горизонты) и *аллювиальный* в средне-верхней части (наклонно-слоистые мелкозернистые алевропески и песчаные алевриты с прослоями, линзами грубопесчаного и гравийного материала речной макрофации 3–6 горизонтов, сформированные однонаправленными слабодинамичными потоками речного облика с подпорным, замедленным движением воды в дельтовых и придельтовых условиях положения русла).

Существование озерных условий осадконакопления во впадине следует соотносить в первую очередь с ингрессиями байкальских вод в прилегающие понижения горного обрамления, вызванными тектоническим подпором озера Байкал южной оконечностью Сибирской платформы и перекрытием истока р. Ангары в среднем неоплейстоцене. Затем наступает этап сменяемых циклов «озеро–река». В позднем неоплейстоцене происходит спуск вод, лимнический режим постепенно переходит в реликтовое состояние, сменяется рекой, как главным фактором седиментогенеза и Баргузинская впадина становится суходольной.

## СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ ТЕРРАСОВОГО КОМПЛЕКСА УДИНСКОЙ ВПАДИНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Коломиец В.Л.<sup>1,2</sup>, Будаев Р.Ц.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт СО РАН, kolom@gin.bsnet.ru

<sup>2</sup>Бурятский государственный университет

Удинская впадина является одним из звеньев цепи ориентированных в северо-восточном направлении межгорных котловин Селенгинского среднегорья на границе раздела морфоструктур Прибайкалья и Западного Забайкалья. Обрамляющими хребтами выступают Улан-Бургасы с севера и Цаган-Дабан с юга. На юго-западном окончании, в приустьевой части р. Уды через долину р. Селенги она смыкается с Иволгинской впадиной. Наиболее пониженную часть днища занимает русло и пойма Уды. Террасовый комплекс развит преимущественно вдоль подножья хребта Цаган-Дабан, в частности в районе п. Онохой, где морфологически отчетливо выражены и представительны в площадном плане два уровня надпойменных террас.

IV терраса (высота 28–30 м, западная окраина п. Онохой в районе железнодорожного переезда) до глубины 9.2 м сложена субгоризонтально- и слабоволнисто-слоистыми породами псаммитовой структуры (средневзвешенный диаметр частиц  $x = 0.20–0.72$  мм) с примесями обломков гравийной размерности (до 4–5%). Тип эмпирического полигона распределений (ЭПР) осадка – бимодальный (первый пик слабо выражен и приходится на грубо-крупно-среднезернистые песчаные фракции, второй – доминанта тонкопесчано-алевритовых частиц) смешанно-фракционный правосторонне-открытый. Данная качественная характеристика полигона привела к его асимметричному модальному смещению в правую от медианы сторону, а именно – сторону мелких частиц (коэффициенты асимметрии Траска  $S_k > 1$  и статистический коэффициент асимметрии  $\alpha > 0$ ). Соответственно, эта часть ЭПР оказалась лучше обработанной, хорошо и умеренно сортированной и структурированной (коэффициент сортировки Траска  $S_0 = 1.30–1.69$ ), чем его левый, крупнозернистый сегмент (стандартное отклонение  $\sigma = 0.22–0.89$ ). Формирование осадков происходило в обстановке малого энергетического потенциала при удлинении пути транспортировки вещества и недостатке субстрата в относительно устойчивом положении тектонической составляющей морфогенеза (статистический коэффициент асимметрии  $\alpha = 1.75–2.68$ ; эксцесс  $\tau = 2.93–7.20$ ). Все значения коэффициента вариации ( $v = 1.07–1.55$ ) находятся в пределах от 0.8 до 2.0 единиц, что сопоставимо с сектором однонаправленных стационарных водотоков с колебанием дебита стока по сезонам года и однозначно трактуется флювиальный генезис изучаемой толщи.

По палеопотамологическим данным водоток имел поверхностную скорость течения 0.3–0.41 м/с, срывающую скорость, приводящую в движение осадочный материал, 0.19–0.26 м/с, придонную скорость отложения, при достижении которой происходила аккумуляция влекомого вещества, 0.39–0.63 м/с. Уклон водного зеркала равнялся 0.23–2.23 м/км, ширина – от 122 до 181 м. Высота водного столба могла составить 4.0 м, что по гидрологическим закономерностям является необходимым условием для переноса самого крупного субстрата, так как по динамическим параметрам палеопоток транспортировал осадки по предельному диаметру перемещаемых частей руслоформирующих фракций от песчаных до крупногравийных частиц, что полностью совпадает с размерностью изучаемых отложений ( $d_{max} = 0.47–1.66$  мм). Слабоподвижное ( $\phi$ -критерий устойчивости  $< 100$ ) русло с площадью водосбора  $> 100$  км<sup>2</sup> постоянного водотока равнинного (число Фруда,  $Fr = 0.03–0.10$ ), реке полугорного ( $Fr = 0.17$ ) типов в находилось в благоприятных условиях состояния ложа и течения воды. Энергетика потока характеризовалась переходным типом между турбулентным и ламинарным гидрологическими режимами ( $0.1 < x < 1.0$ ). В фациальном плане эти отложения следует сопоставить с русловыми нестрекневыми фациями речной макрофации.

Осадки III надпойменной террасы (высота 17–18 м, восточная окраина п. Онохой) вскрыты до глубины 16.2 м. Самый верхний горизонт разреза представляет собой ветровое образование, состоящее из средне-мелкозернистого песка со слоем погребенной почвы (0.8–1.1 м) темно-коричневого цвета, обогащенной гумусом и древесным углем, образовавшейся в начале субатлантического периода голоцена (некалиброванная радиоуглеродная дата  $2440 \pm 45$  лет, СОАН-8376).

Далее, в ниже-средней части разреза отложения состоят из гравийно-песчаных смесей ( $x = 0.57–0.67$ ), а также **разнозернистых песков** ( $x = 0.21–0.51$ ) и **песчаных алевритов** ( $x = 0.09–0.11$  мм) в венчающих горизонтах (интервал 1.1–3.6 м). Текстура – субгоризонтальная, слабоволнистая, наклонная, часто линзовидная с мощностью прослоев от первых миллиметров до 3–4 см. ЭПР соответствуют би-, реже трех- и гомомодальному (пики – слабовыраженные и доминантный – принадлежат фракциям грубо-среднезернистых песков и тонкодисперсных частиц соответственно) смешанно-фракционному двусторонне-полуоткрыто-открытому типу.

По статистическим параметрам осадки характеризуются в основном умеренно-плотной сортировкой ( $S_0 = 1.6–2.6$ ;  $\sigma = 0.24–0.94$ ) (недалекий перенос в турбулентной среде без должной динамической обработки). Мода ( $\alpha > 0$ ,  $S_k > 1$ ) чаще всего сдвинута в сторону мелких частиц (условно повышенный энергетизм среды седиментации, живых сил которой было явно не достаточно, чтобы обрабатывать грубозернистую часть ЭПР). Экссесс положителен ( $\tau = 1.4–59.6$ ), что свидетельствует об относительной стабильности протекания неотектонических явлений на данной территории. Коэффициент изменчивости ( $v = 0.87–1.39$ ) указывает на возможность образования подобных осадков в подвижной турбулентной среде, характерной в первую очередь для речных систем, так как полностью соотносится с полем однонаправленных поступательных постоянных потоков.

Процесс седиментации осуществлялся блуждающими водотоками равнинного и полугорного грядового ( $Fr = 0.01–0.16$ ) типов с **натуральными постоянными руслами** (площадь водосбора  $> 100$  км<sup>2</sup>) в благоприятных естественных условиях состояния ложа и течения воды (коэффициент шероховатости  $n > 36$ ). **Палеорусла имели уклоны 0.25–2.06‰, скорости транспортировки частиц 0.27–0.40 м/с, придонные скорости отложения 0.17–0.26 м/с, поверхностные скорости течения воды 0.31–0.61 м/с, максимальные глубины в межень период 0.24–1.18 м и 1.7–6.4 м в половодье при ширине в период наибольшего заполнения водой 90–306 м.** Универсальный критерий Ляпина ( $\beta > 0.2$ ), указывающий на наличие в песках наклонной слоистости, что подтверждается и полевыми наблюдениями, обосновывает определенную направленность характера движения водной среды с образованием в днище русла мелкогрядовых подвижных форм высотой до 0.16 м, длиной 1.8 м и скоростью их размыва 0.3 мм/с. По фациальной природе описываемые осадки принадлежат речной макрофации (русловая нестрежневая группа фаций).

Таким образом, отложения, формирующие основное тело третьей и верхнюю часть четвертой надпойменной террасы р. Уды в пределах Удинской впадины, по своим структурно-текстурным особенностям имеют аллювиальное происхождение. Возраст их образования определен как финал среднего (IV)–начало позднего (III) **неоплейстоцена** [Базаров, 1968]. Следовательно, в это время Удинская впадина была уже суходольной и не подвергалась влиянию ингрессии байкальских вод, вызванной тыйской фазой тектонической активизации [Коломиец, 2010].

### Литература

Базаров Д.Б. Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья. Улан-Удэ: Бурят. книжное изд-во, 1968. 166 с.

Коломиец В.Л. Седиментогенез плейстоценового аквального комплекса и условия формирования нерудного сырья суходольных впадин Байкальской рифтовой зоны: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. 18 с.

## ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ВЕНД-ПАЛЕОЗОЙСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ ГОРНОГО АЛТАЯ

**Коржнев В.Н.**

*Алтайский государственный гуманитарно-педагогический университет,  
viktorkorzhev@mail.ru*

подавляющая часть полезных ископаемых занимает вполне определенное место, обусловленное их генезисом и литологией вмещающих отложений. Даже вторичные наложенные месторождения приурочены к определенным породам коллекторам в соответствии с их пористостью, кавернозностью или химическими особенностями [Фролов, 1995].

Стратифицированное оруденение известно в поздневендской кремнисто-карбонатной и известняково-доломитовой ассоциации фаций, представленной баратальской серией. В нижней кремнисто-известняковой толще известен ряд полиметаллических проявлений (Сарыгематейское, Белаторское и др.), относящихся к древней медно-свинцово-цинковой «метаморфизованной стратиформной» формации. Здесь, среди мраморизованных известняков, присутствуют пачки (до 100 м) алевролитов, в значительной мере превращенных в кварц-хлоритовые метасоматиты, к которым приурочены прожилково-вкрапленные пирит-галенит сфалеритовые руды. В наиболее крупном Сарыгематейском рудопроявлении рудные тела пластообразной формы имеют протяженность до 100 м, мощность от 2 до 25 м и в общем плане залегают согласно с вмещающими породами, но в их размещении намечается пространственная связь с субширотными межпластовыми срывами [Западная..., 2000]. В районе Белаторской группы блоков среди известняков и мраморов, наблюдаются залежи коломорфных пирролюзит-гематитовых руд, вероятно, по первичным железо-марганцевым скоплениям, иногда с повышенными содержаниями свинца и цинка. Мощность залежей варьирует от 0.1 до 10 м, при длине от 1 до 30–50 м (материалы В.Д. Широкушкина, 1975). Для верхней известково-доломитовой толщи характерна повышенная фосфатность. В северной части Горного Алтая в ее нижней части выделены прослои (0.1–1 м) фосфатных известковистых доломитов, калькаренитов с содержанием  $P_2O_5$  0.1–4% (в среднем 0.5%) при общей мощности пачки 75 м [Афонин, 1969]. Для баратальской серии характерны: фосфоритовая кремнисто-карбонатная, марганцевая мангано-кальцитовая, барит-свинцово-цинковая карбонатная, золоторудная черносланцевая, золоторудная джаспероидная рудные формации [Туркин, Федак, 2008]. Металлоносные осадки, обогащенные **Fe, Cu, Zn, Mn** характерны для современных срединно-океанических хребтов [Лисицын и др., 1993]. Максимальные концентрации этих элементов и **Co, Ni** приурочены к глубинам менее 1–1.5 км [Попов и др., 1991]. С вендским осадконакоплением связаны породы, по которым образовались высокоглиноземистые кристаллические сланцы Чаустинского проявления кианита [Коржнев, 2005б].

Для кембрийских островодужных вулканитов Горного Алтая характерны повышенные относительно кларка содержания никеля, цинка, молибдена, фосфора, серебра, золота, бора, скандия [Коржнев, 2001]. Вулканогенно-осадочные отложения вмещают Синюхинское месторождения золота, проявления сингенетичной медной и железной минерализации. С кембрийскими островодужными вулканогенными толщами в пределах восточных районов Горного Алтая связана стратиформная полиметаллическая минерализация и бедные проявления фосфора. С среднекембрийско-тремадокским вулканогенно-терригенным (олистостромо-вулканокластическим) дацит-андезит-лейкобазальтовым комплексом в бассейне р. Песчаной в северной части Горного Алтая связаны проявления железа гематитовой вулканогенно-осадочной формации и медная минерализация [Коржнев, 2005б, 2006]. С обстановкой преддугового бассейна связаны известные в северо-западном Алтае проявления, окисных соединений марганца, локализующимися в терригенных позднекембрийско-тремадокских отложениях, сложенных сургучно-красными кремнисто-серицитовыми сланцами и яшмо-

идами, переходящими в кремнисто-гематитовые роговики. В некоторых из них, по данным спектрального анализа, содержание Mn 1–10% (Засурьинское, Усихинское и др.) [Ладыгин и др., 1982]. Средне-позднеордовикская терригенно-карбонатная шлировая ассоциация фаций вмещает проявления меди, свинца и цинка, контрастные аномалии полиметаллов в комплексе с висмутом, мышьяком, оловом, сурьмой. Высокие концентрации мышьяка, кобальта, лантана, стронция, иттрия объясняются сингенетичной сульфидной минерализацией [Коржнев, 2005a]. Породы нижнедевонского рифтогенного базальт-дацит-риолитового комплекса контролируют размещение проявлений колчеданно-полиметаллической формации и флюоритового оруденения. Стратиформный тип флюоритового оруденения установлен в девонских вулканогенно-осадочных отложениях Каянчинско-Бусыгинской зоны [Государственная..., 2001], формирование которого обусловлено благоприятным структурным фактором. В Горном Алтае известно более 800 мелких месторождений и проявлений полиметаллов в кембрийских, ордовикских и девонских терригенных и вулканогенно-осадочных толщах: Ширгайтинская и Урскульская группы, Юстыдский редкометально-полиметаллический узел в Коргонском прогибе Красноярское, Казинихинское полиметаллические месторождения, медно-молибденовые месторождения Кульбичское и Синюшенское в Бийско-Шорской зоне. Намечается тесная связь этих месторождений и проявлений с различными интрузиями герцинского магматического цикла [Зильберман и др., 1982].

В Горном Алтае отложения эмской терригенно-карбонатной субаркозовой шлировой ассоциации фаций (барагашской свиты) вмещают проявления золото-сульфидно-кварцевой формации. С рифовыми фациями этой ассоциации в Сарасинском грабене связаны повышенные содержания диаспора в известняках, наличие горизонтов высокостарых пород [Коржнев, 2013]. Однако перспективы выявления месторождений низки, так как на рифовых массивах не образуется заметных скоплений бокситов. В пределах Сарасинского грабена в отложениях терригенно-карбонатной шлировой ассоциации установлены стратиформные тела Нового месторождения ртути. Образование рудных тел связано с благоприятным структурным и литологическим фактором [Коржнев, 1979]. Насыщенные сингенетичным пиритом отложения позднеживетской черносланцевой ассоциации фаций (верхняя часть ташантинской свиты) вмещают Ташантинское месторождение золота. Близкие по облику живетские отложения известны в Онгудайской грабене (каракольская свита), в Барагашском грабене (малофеевская свита), в Уйменской прогибе (пыжиноозерная свита), которые связываются с надразломными понижениями на шельфе Палеоазатского океана [Гутак, 1997]. Такой тип отложений установлена в вендской кремнисто-карбонатной ассоциации (баратальская серия), нижнекембрийской граувакко-сланцевой ассоциации (нижняя часть сийской свиты), в основании разрезов силура центральных частей Чарышко-Инской и Ануйско-Чуйской структурно-фациальных зон (чинетинская свита). Они перспективны на золото как первичного накопления (черносланцевая золоторудная формация) так и связанными с более поздними процессами концентрации (джаспероидная золоторудная формация). Пространственно с перечисленными черносланцевыми толщами связаны россыпные месторождения золота [Туркин, Федак, 2008]. Установлены низкие концентрации золота в золотоносной смолково-сульфидной формации [Коржнев, 1995], на золото-ртутных месторождениях [Борисенко и др., 2006], что связано с мобилизацией вещества из девонских вулканогенных толщ. В пределах Алтайского железорудного района месторождения железа и марганца связаны с осадочными горизонтами, фиксирующими перерывы в вулканизме. В Холзуно-Коксинском районе установлено три марганцовоносных горизонта. Два из них стратиграфически ниже железорудного горизонта Холзунского месторождения, третий с ним совмещен. Наиболее интересные проявления – Прозрачное, Ночная Коксу, Коксинское I, Кулду, Северо-Холзунское [Ладыгин и др., 1982]. С окраинно-континентальным дацит-риолитовым и риолитовым комплексом (коргонской свитой) связано формирование первичных руд Инского и Коксинского III магнетитовых месторождений и гематитовых руд Калгутинского месторождения [Калугин и др., 1981]. Формирование гематитовых руд шло в прибрежной зоне, а источником их вещества была суша и фумарольно-сульфатар-

ные источники [Калугин, 1970]. В пределах рудного поля и флангов крупного Холзунского магнетит-германиевого-апатит-редкометального месторождения [Гусев, Гусев, 2006] закартированы первичные полосчатые осадочные руды и рудные порфириты (содержащие до 33% железа валового). Промышленные концентрации железа связаны с наложением перераспределенного железа и апатитовой минерализации [Коржнев и др., 1982] на первичные осадочные руды [Коржнев, 1980]. Потенциал Алтайского железорудного района оценивается в 2.5 млрд т. [Коржнев, 2011]. В Лебедском прогибе отложения нижнефранской красноцветной шлировой алеврито-глинистой лагунно-морской ассоциации фаций (байгольская свита) вмещают Байгольское проявление фосфоритов с содержаниями в гальках гравелитов пятиокси фосфора до 20–24% [Коржнев, 2013]. В прогибах (Пыжинском, Курайском) в позднем палеозое (карбон-пермь) отложения эпиконтинентального бассейна вмещают 18 месторождений и проявлений угля, имеющих перспективы освоения для местных нужд. Литолого-стратиграфический контроль проявлен на протяжении всего палеозойского разреза. Наиболее продуктивны на полезные ископаемые вулканогенно-осадочные толщи с проявлениями вендского океанического, кембрийского и девонского островодужного и нижнедевонского окраинно-континентального рифтогенного магматизма (в Уйменско-Лебедской структурно-фациальной зоне).

### Литература

*Афонин А.И.* Верхний протерозой и низы нижнего кембрия северной части Горного Алтая (стратиграфия, литология, палеогеография и полезные ископаемые). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Томск: ТГУ, 1969. 21 с.

*Борисенко А.С., Наумова Е.А., Оболенский А.А.* Типы золото-ртутных месторождений и условий их образования // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 3. С. 342–354.

Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Алтайская. Лист М-45-III (Чемал). *Объяснительная записка.* СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 194 с. +2 вкл.

*Гусев А.И., Гусев Н.И.* Апатит-магнетитовое оруденение западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Современные наукоемкие технологии. 2013. № 2. С. 74–78.

Западная Сибирь. Геология и полезные ископаемые России. Т. 2. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 477 с.

*Гутак Я.М.* Стратиграфия и история развития Алтая в девоне и раннем карбоне. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новокузнецк: НИЦ ЗСИЦ, 1997. 39 с.

*Зильберман Я.Р., Дмитриев В.П., Староверов Л.Д.* Свинец, цинк, медь. Горный Алтай // Геология СССР. Т. XIV. *Западная Сибирь. Полезные ископаемые.* Кн. 1. М.: Недра, 1982. С. 223–229.

*Калугин А.С.* Атлас текстур и структур вулканогенно-осадочных железных руд Алтая (источники вещества, условия и механизм отложения, явления диагенеза, эпигенеза и метаморфизма руд). М.: Недра, 1970. 176 с.

*Калугин А.С., Калугина Т.С., Иванов В.И. и др.* Железорудные месторождения Сибири. Новосибирск: Наука, 1981. 238 с.

*Коржнев В.Н.* О роли эксплозивных брекчий в размещении ртутного оруденения // Рудоносность вулканоплутонических комплексов Сибири. Новосибирск: Наука, 1980. С. 86–90.

*Коржнев В.Н.* Распределение железооруденения в Холзунском рудном поле (Горный Алтай) // Рудная зональность и физико-химия гидротермальных систем. Новосибирск: Наука, 1979. С. 76–80.

*Коржнев В.Н., Робертус Ю.В., Авдеев В.М.* Апатитовая минерализация в Холзунском рудном поле (Горный Алтай) // Критерии прогнозной оценки эндогенного оруденения Алтае-Саянской области. Новосибирск: Наука, 1982. С. 33–35.

*Коржнев В.Н.* Золотоносность Сумультинского тектонического узла // Золото Алтая – история и современность. Барнаул: Изд-во АГУ, 1995. С. 157–161.

*Коржнев В.Н.* Геоэкология Алтая. Бийск: БПГУ, 2001. 109 с.

*Коржнев В.Н.* Геодинамический контроль рифей-палеозойского вулканогенно-осадочного оруденения в северной части Горного Алтая // Известия Томского политехнического университета. 2005а. Т. 308. № 5. С. 54–57.

*Коржнев В.Н.* Вулканогенно-осадочные формации складчатых областей (на примере рифей-палеозойских отложений Горного Алтая). Ч. 1. Геодинамические ряды вулканогенно-осадочных формаций. Ч. 2. Условия образования структурно-формационных комплексов // Вестник Томского

государственного университета: Бюллетень оперативной научной информации. № 48 (I, II). Томск: ТГУ, 2005б. 169 с., 86 с.

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

*Коржнев В.Н.* Полезные ископаемые Алтайского края и Республики Алтай. Бийск: АГАО им. В.М. Шукшина, 2011. 188 с.

*Коржнев В.Н.* Условия формирования девонских вулканогенно-осадочных отложений Горного Алтая // *Материалы VII Всероссийского литологического совещания. Т. II. Новосибирск: ИНГТ СО РАН, 2013. С. 48–52.*

*Ладыгин П.П., Миртов Ю.В., Миртова С.М.* Марганец // *Геология СССР. Т. XIV. Западная Сибирь. Полезные ископаемые. Кн. 1. М.: Недра, 1982. С. 167–177.*

*Попов В.И., Запрометов В.Ю., Мурдмаа И.О.* Динамические фации предконтинентальной и океанической ступеней. Ташкент: Фан, 1991. 188 с.

*Туркин Ю.А., Федак С.И.* Геология и структурно-вещественные комплексы Горного Алтая. Томск: СТТ, 2008. 460 с.

*Фролов В.Т.* Литология. Кн. 3. М.: МГУ, 1995. 352 с.

## **ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ УРИНСКОГО ПОДНЯТИЯ ПАТОМСКОГО РЕГИОНА СИБИРИ**

**Котова Л.Н., Подковыров В.Н.**

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, l.n.kotova@ipgg.ru*

Отложения венда Уринского поднятия благодаря полноте разреза и детальной стратиграфической и изотопно-геохимической изученности представляют региональный опорный разрез вендской системы в южном регионе Сибири [Чумаков и др., 2013]. В этой статье дано подробное литологическое описание различных серий и свит вендского разреза, который лег в основу стратиграфических представлений принятых нами. Настоящая работа посвящена геохимическому изучению терригенных пород нижнего венда, представленного дальнетайгинской серией, а также подстилающей ее мариинской свитой верхнего рифея и перекрывающей никольской свитой верхнего венда.

Дальнетайгинская серия снизу вверх представлена большепатомской, баракунской, уринской и каланчевской свитами. Наиболее мощные слои терригенных осадков располагаются в верхней части изученного разреза венда (уринская свита); в большей части разреза терригенные породы находятся в подчиненном количестве относительно более мощных диамиктитовых (ледниковых) отложений большепатомской свиты и известняков, доломитов, мергелистых отложений баракунской и каланчевской свит. В породах уринской свиты был найден разнообразный эдиакарский комплекс акритарх, который представляет большой интерес для биостратиграфических корреляций.

Результаты изучения петрохимического состава (главные элементы) терригенной составляющей в породах перечисленных выше свит позволили сделать некоторые предварительные выводы. Состав осадочных пород нижней части разреза (мариинская, большепатомская и баракунская свиты), имея свои собственные различия, в целом отличаются от состава пород верхней части (валюхтинская, уринская, никольская свиты) своей низкой меланократовостью ( $Fe_2O_3 + MgO$ ), соответственно низким содержанием титана и преобладанием натрия над калием, за исключением пород баракунской свиты, где соотношение щелочей варьирует. В основу номенклатурной характеристики положена классификация А.Н. Неелова [1980]. Дальнейшее геохимическое изучение (микроэлементный состав) находится в стадии доработки.

Мариинская свита представлена единой дифференцированной серией терригенных осадков от песчаников до алевролитов ( $СИА = 55-65$ ). В породах большепатомской свиты, представленной толщей диамиктитов, в качестве матрикса присутствуют преобладающие кварцевые песчаники ( $СИА = 50-55$ ), а также подчиненные в разрезе аргиллиты ( $СИА = 65-75$ ). Комплекс терригенных пород баракунской свиты в целом похож на осадки джемкуканской свиты, но эти породы имеют более пестрый состав, куда входят олигомиктовые песчаники ( $СИА = 50-55$ ) нижебаракунской подсвиты, алевро-аргиллиты, преобладающие в среднебаракунской подсвите ( $СИА = 60-70$ ), а также глины ( $СИА \sim 80$ ). Маловероятно, чтобы эти отложения представляли единую дифференцированную серию. Особенности состава трех нижних свит может свидетельствовать, что они генетически связаны между собой и имели общий источник сноса в виде раннедокембрийского фундамента Сибирской платформы, а также рифейских отложений, что подтверждается изотопными данными [Чумаков и др., 2013].

Терригенные отложения трех верхних свит (уринская, каланчевская и николевская), как уже было отмечено, обладают повышенной мафичностью, титанистостью и относятся к калиевой серии осадков; кроме того в их составе также есть некоторые различия. Уринская свита включает наиболее разнообразные осадки, представленные олигомиктовыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами и алевро-аргиллитами;  $СИА$  варьирует в широких пределах от 55 до 70. Содержание  $СаО$  при относительном постоянстве  $Na_2O$  значительно варьирует. Имеющийся материал по каланчевской свите свидетельствует о сходстве алевролитов и алевро-аргиллитов каланчевской и уринской свит. Отложения этих двух свит характеризуются стабильно повышенным содержанием  $P_2O_5$  (0.23–0.56), в отличие от осадочных пород других свит. Терригенные породы николевской свиты варьируют по составу от алевролитов до аргиллитов и характеризуются повышенным содержанием  $СаО$  или повышенной карбонатистостью ( $СИА = 55-65$ ).

В регионе Патомского нагорья в верхах дальнетайгинской серии выделяется также валюхтинская свита, которая представляет собой нерасчлененный аналог уринской и каланчевской свит. В нижнем течении р. Мал. Патом разрез валюхтинской свиты представлен в основном глинистыми сланцами с редкими прослоями песчаников и известняков. Изученная нами выборка отложений валюхтинской свиты представлена относительно однородной по составу группой, включающей алевролиты, алевро-аргиллиты (преобладающие) и аргиллиты. То есть в отличие от осадков уринской и каланчевской свит породы валюхтинской свиты представлены более глинистыми составами ( $СИА = 65-75$ ). Они также относятся к калиевой серии пород, по мафичности и содержанию  $TiO_2$  сходны с породами уринской и каланчевской свит, но в отличие от последних обладают наименьшим содержанием  $СаО$ .

По предварительным данным можно допустить, что в составе источника сноса отложений валюхтинской свиты присутствовали базиты, несмотря на их относительно низкую кальциевость. При использовании тех же параметров выявляется, что часть пород большепатомской и баракунской свит, независимо от содержания  $SiO_2$ , обнаруживают кислый, гранитоидный состав в источниках сноса.

Изученные нами ранее [Котова и др., 2016] тонкозернистые осадки венда Непского свода (Непско-Ботуобинская антеклиза) Сибирской платформы отличаются по химизму от терригенных отложений верхов дальнетайгинской серии (валюхтинская или уринская и каланчевская свиты), а также николевской свиты, что затрудняет их корреляцию.

### Литература

Котова Л.Н., Подковыров В.Н., Граунов О.В. Литогеохимия тонкозернистых обломочных пород венда Непского свода Сибирской платформы // Литосфера. 2016. № 1. С. 74–87.

Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.

Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Сергеев В.Н. Опорный разрез отложений юга Средней Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 4. С. 26–51.



## ТИПИЗАЦИЯ МАГНЕЗИАЛЬНО-ЖЕЛЕЗИСТЫХ МЕТАСОМАТИТОВ В КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ РИФЕЯ ЮЖНОГО УРАЛА

Крупенин М.Т.

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, [krupenin@igg.uran.ru](mailto:krupenin@igg.uran.ru)*

Необходимость изучения карбонатных метасоматитов определяется тем, что к ним принадлежат важные для промышленности минералы, являющиеся ценными полезными ископаемыми. Получаемый из магнезита при полном обжиге периклаз является уникальным огнеупором, основой современной металлургии, кроме того, каустический (слабообожженный) магнезит используется для изготовления специальных цементов, метасоматический сидерит является ценной железной рудой с минимальным количеством вредных примесей, анкерит и брейнерит являются субстратом для образования железорудных месторождений остаточной коры выветривания. Актуальность выяснения причин и условий образования магнезиально-железистых карбонатов вписывается в фундаментальную проблему формирования эпигенетических карбонатов, в том числе доломита, магнезита, анкерита и сидерита в осадочных толщах, которой посвящена огромная литература. Тем не менее, причины, по которым образуется тот или иной карбонат, еще требуют вдумчивого изучения.

Карбонатные породы в мощном рифейском разрезе Южного Урала (более 15 км, накопленных в течение более 1 млрд лет) в структуре Башкирского мегантиклинория (БМА) приурочены к верхним частям всех трех седиментационных серий [Маслов и др., 2001]. Они представлены преимущественно известняками, сформированными на мелководном шельфе, реже горизонтами раннедиагенетических доломитов, связанными с эвапоритовыми условиями.

Кроме осадочных известняков и осадочно-диагенетических доломитов, в разрезе рифея присутствуют разнообразные магнезиально-железистые карбонатные породы, имеющие сравнительно малое распространение и, как правило, признаки эпигенетического формирования относительно вмещающих осадочных образований, что позволяет предполагать, а в некоторых случаях и доказать их метасоматическую природу. Среди карбонатных пород рифейского разреза предлагается выделить осадочно-диагенетические породы и метасоматиты. При типизации карбонатных метасоматитов можно выделить 2 группы: магнезиальных и магнезиально-железистых. К магнезиальной группе относятся доломиты и магнезиты. Доломиты по условиям образования и некоторым минералого-геохимическим признакам разделяются на подтипы: раннедиагенетические (результат доломитизации в бассейне седиментации), метасоматические катагенетические, гидротермальные в жилах выполнения. Магнезиты являются относительно ранними метасоматитами, развивающимися по известнякам и диагенетическим доломитам. Магнезиально-железистые карбонаты, как правило, образовались позднее магнезитов. Среди них выделяется три типа: анкериты, брейнериты и сидериты, каждый из которых имеет преимущественно метасоматическое происхождение, но встречаются и гидротермальные жилы выполнения.

Доломиты раннедиагенетические из протяженных горизонтов известны в карагайской пачке саткинской свиты, шуйдинской пачке бакальской свиты нижнего рифея, предполагается отнесение к этому типу и доломитов в составе катаскинской и реветской пачек авзянской, а также в кужинской свитах среднего рифея, миньярской свите верхнего рифея. Мощность таких пачек колеблется от десятков м (шуйдинская) до 700 м (карагайская), протяженность – до десятков км. Породы тонко и мелкокристаллические, часто окремненные, с микробальными (иногда строматолитовыми), а также энтеролитовыми текстурами и псевдоморфозами, указывающими на бывшее присутствие легкорастворимых эвапоритовых минералов. Для кристаллохимической структуры характерна невысокая упорядоченность, доломиты имеют невысокую стехиометричность, как показано на примере карагайской пачки [Крупенин и др., 2013а]. Повышенные значения изотопного состава кислорода являются од-

ной из геохимических особенностей данного типа доломитов. Актуалистические примеры подобных доломитов приурочены к устойчивым условиям лагунного карбонатонакопления с признаками эвапоритизации. В ископаемых условиях генезис таких образований не всегда надежно диагностируется, необходим комплекс специфических литологических, минералогических и геохимических признаков.

Доломиты катагенетические широко развиты среди карбонатных толщ нижнего и среднего рифея. Они представлены тонко- и мелкокристаллическими разновидностями, наследующими текстурный рисунок осадочных карбонатов и выполняющими иногда значительные части карбонатных разрезов нижнего и среднего рифея, к примеру, в саткинской свите. Широкие зоны катагенетической доломитизации обрамляют магнезитовые, анкеритовые и сидеритовые залежи, детальные исследования позволяют выявить секущую слоистость контактовые зоны с вмещающими тонкозернистыми и пелитоморфными известняками. Кристаллохимические параметры и стехиометричность таких доломитов варьируют в нешироком диапазоне около типовых для минерала значений. Источником флюидов для ряда объектов являются захороненные в бассейне породообразования эвапоритовые рассолы, изначально обладающие повышенными концентрациями магния.

Доломиты гидротермальные в жилах выполнения имеют разнообразные формы и размеры в осадочных карбонатных и глинисто-карбонатных толщах, реже в терригенных. Отмечается приуроченность к нескольким стадиям образования, связанным, как правило, с этапами тектонической активности. Отличаются молочно-белым цветом и крупнокристаллическим сложением, зональность внутри жил, как правило, отсутствует. Для относительно поздних стадий данного типа отмечается присутствие доломитов с розовым оттенком (примесь гематита или марганца?). Кристаллохимическая структура и стехиометричность близка или соответствует типовым значениям минерала доломита.

Для генетического различия доломитовых подтипов имеют значение величина  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и концентрация железа, закономерно увеличивающиеся от известняков к диагенетическим, катагенетическим и гидротермально-метасоматическим подтипам [Крупенин, Кузнецов, 2009].

Магнезиты подразделены на подтипы с крупнокристаллической стрельчатой структурой и среднекристаллической гранобластовой структурой. Они образуют пластообразные или гнездовые залежи мощностью до 40 м и протяженностью до первых километров, как в Саткинском рудном поле или сложные штоки с суммарной мощностью до 400 м (Исмакеевское месторождение). Выделенные подтипы характеризуются рядом минералого-геохимических особенностей, определяющих их качество и генетическую природу. Образование крупнокристаллических магнезитов саткинского подтипа связано с нагревом высокомагнезиальных захороненных эвапоритовых рассолов в процессе их внедрения в карбонатные толщи на рифтогенных этапах [Крупенин и др., 2013б].

Анкериты представляют собой доломиты с высоким содержанием железа. Условно предложено граничное значение концентрации FeO 5%, для **разделения железистых доломитов и анкеритов**. Подтипом в центральных районах БМА являются метасоматические залежи анкеритов сложной формы по вмещающим мелкослоистым, массивным и строматолитовым известнякам каташкинской пачки авзянской свиты (Авзянский, Туканский районы Башкортостана, Катав-Ивановский район Челябинской области) с максимальным содержанием FeO 14.2% **в районе пос. Верх. Авзян, но обычно на уровне 6–9%** [Маслов и др., 2001]. Для анкеритов этого подтипа характерно повышенное присутствие кварцевых прожилков, общее содержание SiO<sub>2</sub> достигает 17%. В северной части БМА анкериты образуют залежи в бакальской свите нижнего рифея в районе Бакальского рудного поля, представляя собой элемент метасоматической зональности известняк-доломит-анкерит-сидероплезит. В последнем случае максимальное содержание FeO **составляет около 11 мас. %, после чего наступает распад анкерита на сидерит и маложелезистый доломит** [Демчук и др., 2003]. Величина  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  **в анкеритах из района Бакальского рудного поля возрастает до 0.733. На примере Бакала** показано, что образование метасоматических анкеритов в метасоматической колонке с сидероплезитами, связано с внедрением в известняковые толщи рассольных горячих

флюидов, насыщенных железом в результате длительного взаимодействия рассолов с глинистыми породами.

Брейнериты представляют собой среднекристаллические гранобластовые (размер кристаллов 0.5–2 мм) карбонатные породы с сильным стекляннным блеском, как правило, зеленовато-серого и серого с бурым оттенком цвета, повышенного веса, образующие эпигенетические тела пластообразной и более сложной формы в известняках и доломитах суранской, бакальской, авзянской свит рифея. Размеры тел брейнеритов могут достигать несколько метров по простиранию и мощности, контакты тел часто неровные, через вкрапленность более крупных кристаллов брейнерита во вмещающем доломите. В химическом смысле брейнериты являются членом непрерывного изоморфного ряда магнезит-сидерит и могут рассматриваться также как железистые магнезиты. В миньякской пачке суранской свиты содержание FeO в брейнеритах составляет 6.91–12.24% при концентрациях CaO 0.28–2.0% [Мичурин, Шарипова, 2015], в авзянской свите западных районов БМА (возможно, аналоги кужинской свиты) на хр. Зильмердак содержание железа достигает 10% при очень низких концентрациях CaO, а на Семибратском магнезитовом месторождении кристаллы брейнерита содержат до 13% FeO по данным микроанализа, на Петлинском магнезитовом месторождении (Бакальское рудное поле) в брейнеритах отмечалось до 14% FeO, в Катав-Ивановском магнезитовом месторождении обнаружены небольшие тела брейнерита, содержащие до 20% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, при содержании MgO 24% и CaO до 7%. Состав ассоциирующих минералов и условия, при которых формируются брейнериты, слабо изучены.

Сидериты метасоматического генезиса пока в БМА встречены только в отложениях нижнего рифея: Ахтенское месторождение в нижнекусинской подсвите саткинской свиты и Бакальское рудное поле с суммарными запасами сидерита более 1 млрд. т в бакальской свите [Маслов и др., 2001]. Сидеритовые залежи мощностью до 80 м и протяженностью сотни м имеют зональное строение: в периферии сидерит ассоциирует с брейнеритом, анкеритом и доломитом, в центре только сидероплезит. Сидериты здесь представлены слабوماгнезиальной разновидностью (сидероплезит с варьирующим содержанием MgO, минимум не более 5%, при этом концентрация FeO достигает 51%), количество CaO и SiO<sub>2</sub> не превышает 1%, в то же время заметно повышается концентрация MnO, более 1%. Величина <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в сидеритах из района Бакальского рудного поля возрастает до 0.739.

Источник флюида для формирования магнезитов связан с захороненными эвапоритовыми высокомагнезиальными рассолами. Контаминация таких рассолов железом при взаимодействии с глинистыми толщами в бассейне породообразования явилась источником для формирования магнезиально-железистых карбонатов, в том числе сидеритов. Однако, проблема объяснения этого разнообразия еще ждет своего решения. Следует оценить влияние на рассолы примеси мантийного вещества, вариаций температуры и источники ее повышения, время образования и приуроченность к определенным тектоническим этапам развития региона, что создаст перспективу для применения физико-химического моделирования, ограничивающего условия формирования каждого типа магнезиально-железистых карбонатных метасоматитов.

### Литература

- Демчук И.Г., Крупенин М.Т., Сазонов В.Н. Механизм полистадийного образования сидерита в Бакальском рудном поле (Южный Урал) // Записки РМО. 2003. Т. 5. С. 86–93.
- Крупенин М.Т., Гуляева Т.Я., Галахова О.Л., Маканов С.В., Хиллер В.В., Замятин Д.А. Генетические особенности доломитов Саткинского магнезитового месторождения по данным рентгенографии и микрозондирования // Ежегодник-2012. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2013а. С. 207–213.
- Крупенин М.Т., Кольцов А.Б., Маслов А.В. Физико-химическая модель формирования Саткинских месторождений кристаллического магнезита // Докл. АН. 2013б. Т. 452. № 4. С. 438–440.
- Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б. Sr-изотопная характеристика магнезитов и вмещающих карбонатных пород нижнего рифея типовых месторождений Южно-Уральской провинции // Литосфера. 2009. № 5. С. 56–71.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерогения, геологические памятники природы) Т. 1. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. 351 с.

Мичурин С.В., Шарипова А.А. Изотопно-геохимические особенности рудопроявления золота Богряшка (Южный Урал) // Геологический сборник № 12. СПб.: Свое издательство, 2015. С. 144–159.

## КРЕМНИЕВЫЕ ОСАДКИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ КАК ИНДИКАТОРЫ ПУЛЬСАЦИЙ ЗЕМЛИ

Кудаманов А.И.

ООО «Тюменский нефтяной научный центр», [aikudamanov@rosneft.ru](mailto:aikudamanov@rosneft.ru)

В строении осадочного чехла юрско-кайнозойского возраста Западно-Сибирской плиты (ЗСП), на фоне абсолютного преобладания терригенных осадков выделяется несколько интервалов (в сумме 3–4% от осадочного чехла) экзотичных кремнистых отложений хемогенно-биогенного генезиса (вероятно, со значительной примесью пирокластического материала), характеризующихся при относительно небольшой мощности (десятки, редко до 120 м) значительными площадями распространения. Аномальные по составу интервалы представлены баженовской свитой (БС) *на границе юры и мела*, нижеберезовской подсвитой (и ее аналогами) *сантона* (позднего мела) и люлинворской свитой (и ее аналогами) *эоцена*.

В последние годы, в свете «сланцевой революции», возрос интерес к отложениям БС как потенциально перспективным в отношении добычи нефти и газа, и, как следствие, резко возросла интенсивность отбора и лабораторного изучения керн. Площадь баженовского моря составляла 2.2 млн км<sup>2</sup>, площадь БС – 1.2 млн км<sup>2</sup>. Мощность отложений БС, без аномальных разрезов, в среднем равна 10–40 м. В породах БС центральной части баженовского моря содержание глин не превышает 30%. Установленные факты современного аутигенного образования глинистых минералов группы смектитов из морской воды [Емельянов, 1998] противоречат однозначному утверждению о дистальном турбидитном генезисе глинистой составляющей пород БС [Занин, 2011]. Накопление «баженитов» продолжалось в течение 8–10 млн лет со скоростью 3–4 мм/тыс. лет. Глинистые минералы (преимущественно иллит) в среднем слагают 1 мм (фоновая седиментация), 2–3 мм представлены агрегатом биогенных компонентов (органическое вещество, SiO<sub>2</sub>, карбонаты, реже фосфаты). Низкие скорости накопления органического вещества (ОВ) объясняются почти полным его окислением после отмирания – в захоронение поступают только десятые доли процента от массы биопродукции. Карбонатный материал присутствует обычно в виде пелитоморфных агрегатов с ОВ, реже он слагает раковины белемнитов, иноцерамов. Нередко отмечаются небольшие раковины лингул. Кремниевое вещество в виде опала и халцедона преимущественно в агрегатах с ОВ, реже концентрируется в прослоях радиоляритов, редко отмечаются фораминиферы с агглютинированными раковинами. В породах БС аномально повышенные концентрации ОВ (участками до 60%), SiO<sub>2</sub> (до 80%), фосфора, *урана*, цветных металлов, РЗЭ. Данные глобальных и региональных климатических реконструкций, изотопного анализа, магний-кальциевой термометрии и палеоэкологии биоты приводят к выводу, что «на всей территории баженовского моря в волжском веке-валанжине существовал субтропический климат: семиаридный на юге и семигумидный на севере» [Баженовский..., 1986, с. 84].

Вышележащие кремнистые отложения относительно БС изучены *несравнимо хуже* – их краткая характеристика приводится в основном по результатам бурения опорных скважин в середине XX века [Березовская..., 1962; Покурская..., 1961; Сургутская..., 1964; Ханты-Мансийская..., 1961].

Накопленные *через 65–70 млн лет* (после БС) аномальные кремнийсодержащие отложения *сантона* (мощностью 40–55, иногда до 120 м) представлены серыми и голубовато-серыми *опоками*, *диатомитами* глинистыми и *диатомовыми* глинами, темно-серыми и черными, нередко зеленоватыми глинами, нередко слюдистыми, прослоями *опоковидными*, в крайних частях с прослоями песчаников и алевролитов. Опоки с острым занозистым изломом, бесструктурные, нередко брекчированные, с зеркалами скольжения, со следами выветривания. К востоку от центра ЗСП иногда отмечаются внутрiformационные конгломераты (поверхности размыва). В глинах отмечаются обрывки растений. Возраст определялся по находкам пелеципод, аммонитов, остракод, комплексам редких фораминифер, широко представленных радиолярий и диатомовых водорослей. Отмечаются находки лингул, чешуи и других остатков рыб, иногда прослой (не более 5–15 см мощностью) известняка, сидеритизированного известняка и глауконитовых песчаников. Снизу вверх содержание кремниевого вещества увеличивается. Обломочный материал в опоках отмечается в виде примеси и представлен кварцем, реже полевыми шпатами (ПШ) и слюдами. Аутигенные минералы представлены глауконитом, фосфорсодержащими минералами, пиритом и опалом. Кремнистые породы характеризуются пониженной объемной плотностью (1.4–1.6 г/см<sup>3</sup>) и повышенной пористостью (до 45%). В шлифах опоки обладают пелитовой и алевропелитовой структурой и состоят из аморфного опала с примесью тонкодисперсных глинистых и карбонатных частиц. На протяжении всего позднего мела на территории ЗСП существовал влажный субтропический климат, в южной части близкий к современному средиземноморскому – жаркое сухое лето и влажная теплая зима [Западная..., 2000].

Еще *через 30–35 млн лет* сформировались кремнистые отложения *эоцена* (мощностью 5–50 м), представленные опоками, опоквидными глинами, кремнистыми глинами, диатомитами, светло-серыми, серыми, в верхней части нередко зеленоватыми, участками с резко выраженной пятнистой текстурой. Преобладают массивные и/или тонкоплитчатые, листоватые текстуры. В нижней части отмечаются крупные стяжения сливных кремней, тонкие слойки обломочного материала алевроито-псаммитовой размерности с примесью глауконита. Характерен оскольчатый и раковистый излом. Отмечаются находки чешуи рыб, морских губок, остракод, пелеципод, лингул, зубов акул. Нередко на плоскостях наслоения растительный детрит различного размера. Возраст установлен по комплексам фораминифер, радиолярий и диатомей. В условиях максимальной для палеогена трансгрессии (морская акватория занимала до 65% ЗСП) в это время установилось постоянное сообщение с Тетическим и Арктическим бассейнами. На востоке и юге морской бассейн обрамлялся низменными аккумулятивными равнинами с речными долинами и дельтами. На окружающей пенеппенизированной суше активно протекали процессы химического выветривания. Климат эоцена был влажным субтропическим [Западная..., 2000].

Итак, все названные толщи обладают сходными чертами строения. Их седиментация на территории ЗСП протекала в относительно короткие интервалы времени, в обстановках *максимальных трансгрессий* и условиях *субтропического климата*. Общими признаками также является резко пониженное содержание обломочных фракций терригенной составляющей и объемное участие SiO<sub>2</sub> (преимущественно планктонного генезиса) в составе отложений. Таким образом, редкие, сравнительно маломощные и при этом хорошо выдержанные слои аномальных кремнистых пород, повторяющиеся в разрезе терригенных отложений мезокайнозоя, могут рассматриваться как отражение (овеществление) специфических этапов в истории ЗСП и, вероятно, всей планеты в целом.

В связи с этим напомним, что еще в начале 1980-х гг. в процессе изучения закономерностей глобальных вымираний и появлений новых видов флоры и фауны была установлена корреляция между этими явлениями и периодами дефицита терригенной седиментации и аномального накопления C, U, SiO<sub>2</sub> и других элементов в осадочных породах. При этом было выделено более 20 относительно кратковременных эпох накопления подобных отложений (в том числе *поздняя юра*, *поздний мел* и *граница эоцена-палеоэоцена*), проявлявшихся в морских, реже озерных бассейнах синхронно в самых различных районах Земли [Неручев,

2007]. «Первые вспышки биопродуктивности фитопланктона, неотличимые по интенсивности накопления *OB* от позднефанерозойских и даже антропогенных, проявились еще на заре развития биосферы – они достоверно известны уже в раннем архее» [Неручев, 2007]. Результаты критического анализа накопленных данных по геохимии «черных сланцев», проведенного с целью выявления закономерностей размещения полезных ископаемых, также подтверждают установленную периодичность формирования «черносланцевых» стратонов, а также повышенную интенсивность базальтового вулканизма и гидротермальной деятельности в эти периоды [Юдович, 1988].

Наиболее ярко и масштабно «радиоактивные эпохи» (*венд-кембрий, девон-карбон, юра-мел*) накопления биогенных кремнистых осадков повторились через 216–217 млн лет, что соответствует длительности галактического года (ГГ) или времени полного оборота Солнечной системы (СС) вокруг Центра Галактики [Неручев, 2007]. Расположение геохронологии от точки современного нахождения СС на галактической орбите в обратном порядке, наглядно демонстрирует, что выделенные периоды окажутся в одной точке орбиты, с разницей примерно в 217 и 435 млн лет. Обзор накопленной информации по фанерозою приводит к выводу, что периодичность глобального проявления *эпох U-накопления* (и резких изменений органического мира), а также *континентальных базальтовых излияний, образования карбонатитовых и кимберлитовых интрузий, падений уровня моря, тектонических максимумов, образования импактных кратеров*, составляет в среднем  $33 \pm 1$  млн лет [Неручев, 2007]. Следовательно, в течение каждого ГГ происходит 7 подобных геособытий «второго порядка». Земля и все ее сферы (внутренние и внешние) существуют и развиваются, подчиняясь космической ритмичности, как сложная саморегулирующаяся система. Наиболее вероятной причиной кризисных событий «второго порядка» может являться регулярное пересечение или касание СС галактической плоскости со сгущением материи. Сгущение материи в орбитальной плоскости галактики «провоцирует» изменение скорости движения СС, сил гравитации, плотности материи, массы и объема космических тел (расширение Солнца, планет, спутников), что на Земле может сопровождаться изменениями климата, активизацией вулканизма, процессами внедрения интрузий, аномальным насыщением атмосферы и бассейновых вод вулканическими флюидами и пеплом, радиоактивными и другими элементами. Колебания массы и размеров космических тел (Солнца, Земли, Луны) приводят к изменению длительности суток, климатическим колебаниям, интенсивности приливно-отливных процессов и пр. В это же время с большей частотой происходят столкновения планеты с метеоритами (импактные кратеры). Кризисные явления отражаются в глобальных вымираниях, сокращении старых и мутагенном образовании и распространении новых, обычно короткоживущих видов животного и растительного мира («революционная» форма развития). Периоды «затишья» (нахождение СС вне зон сгущения материи) длятся порядка 30–33 млн лет. В отсутствие активного внешнего влияния Солнце и планеты «сжимаются», гравитация приходит в норму, биосфера развивается путем эволюции. Существуют пульсации Земли меньших порядков [Константиновская, 1998], что может быть вызвано «запозданием» реакции на возмущения внутренних сфер планеты.

Концепция пульсаций Земли зародилась в начале XX-го в. в результате конструктивного анализа гипотез контракции и экспансии (А. Ротплетц, У. Бучер, М.М. Тетяев, В.А. Обручев, М.А. Усов и др.), но не получила широкого признания и теоретического обоснования вследствие недостаточного на тот момент уровня развития науки и техники. Гораздо позднее, результаты масштабного и разностороннего изучения дна мирового океана, развитие геофизики, а также новые астрономические данные позволили взглянуть на нашу планету, как на часть космоса (например, [Мартыанов, 2003; Милановский, 1994; Неручев, 2007 и др.]). Так, еще в начале 70-х годов прошлого века сформировалось представление, что «астрономия – это геология в пространстве, а геология – это астрономия во времени. ... геолог, анализирующий историю Земли, должен всецело исходить из ее каменной летописи и смотреть вниз – на Землю. Когда же он пытается объяснить эту историю, он

должен вспомнить, что имеет дело с космическим телом и посмотреть вверх – в космос» [Мартьянов, 2003].

Таким образом, кремнистые слои в разрезе мезо-кайнозоя ЗСП, по всей вероятности, являются отражением кратких и периодически повторяющихся эпизодов глобального расширения планеты и всей СС при взаимодействии с плотными слоями космической материи в пределах орбитальной плоскости галактики.

### Литература

Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность). Новосибирск: Наука, 1986. 217 с.

Березовская опорная скважина (Тюменская область). Л.: ГНТИ нефтяной и горно-топливной литературы, 1962. 122 с.

Емельянов Е.М. Барьерные зоны в океане: Осадко- и рудообразование, геоэкология. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 416 с.

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.

Западная Сибирь. Геология и полезные ископаемые России. Т. 2. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 477 с.

Константиновская Л.В. Космические причины некоторых геологических процессов. Дис. ... к. г.-м. н. М.: МГУ им. М.В. Ломоносова, 1998. 303 с.

Мартьянов Н.Е. Размышления о пульсациях Земли. Красноярск: КНИИГиМС, 2003. 272 с.

Милановский Е.Е. Проблемы расширения и пульсации Земли. М.: Наука, 1994. 511 с.

Неручев С.Г. Уран и жизнь в истории Земли. СПб.: ВНИГРИ, 2007. 328 с.

Покурская опорная скважина (Тюменская область). Л.: Гостоптехиздат, 1961. 112 с.

Сургутская опорная скважина (Тюменская область). Л.: Недра, 1964. 189 с.

Ханты-Мансийская опорная скважина (Тюменская область). Л.: Гостоптехиздат, 1961. 76 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 282 с.

## ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ УРЬ ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ОРДОВИКА СОЛЬ-ИЛЕЦКОГО СВОДА (СКВАЖИНА 2-ОРДОВИКСКАЯ)

**Кузнецов Н.Б.<sup>1,2,3,4</sup>, Горожанин В.М.<sup>5</sup>, Белоусова Е.А.<sup>4</sup>,  
Горожанина Е.Н.<sup>5</sup>, Романюк Т.В.<sup>2,3,4</sup>, Каныгина Н.А.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, [kouznikbor@mail.ru](mailto:kouznikbor@mail.ru)

<sup>2</sup>Институт Физики Земли РАН, [t.romanyuk@mail.ru](mailto:t.romanyuk@mail.ru)

<sup>3</sup>Российский государственный университет нефти и газа

<sup>4</sup>GEMOC Centre, Macquarie University, Sydney, Australia

<sup>5</sup>Институт геологии Уфимского научного центра РАН, [gorozhanin@ufaras.ru](mailto:gorozhanin@ufaras.ru)

Соль-Илецкий свод (блок) – крайний юго-восточный элемент Волго-Уральской антеклизы, расположенный на ее стыке с Прикаспийской плитой (прогибом). Ордовикские отложения представлены здесь терригенными породами и вскрыты скважинами под верхнефаменскими карбонатными породами и местами содержат палеонтологические остатки: акритархи (O<sub>2-3</sub>, 28-Краснохолмская и 16-Красноярская), трилобиты (O<sub>2</sub>, 1-Красный Яр), брахиоподы (O, 17-Ордовикская), конодонты и хитинозои (O<sub>1-2</sub>, 102-Западно-Оренбургская) [Чибрикова, 1977; Политыкина и др., 2001; Геологическое..., 1997; Горожанина и др., 2014]. В породах иногда наряду с ордовикскими акритархами установлены переотложенные верхнерифейские и вендские формы [Горожанина и др., 2012]. В скважинах 1- и 2-Ордовикских в ордовикских породах палеонтологические остатки не обнаружены, и возраст пород принят условно на основе литологического и сейсмо-стратиграфического сопоставления

[Оренбургский..., 2013; Горожанина и др., 2014]. Структурно и стратиграфически ниже отложений, относимых к ордовику, выделяются рифей-нижневендские отложения [Геологическое..., 1997; Галимов, Макарова, 1998; Оренбургский..., 2013]. Они вскрыты здесь скважинами 619-Салмышской, 301-, 307- и 311-Ольшанскими и представлены песчаниками, гравелитами, алевролитами и аргиллитами, формировавшимися в выделяемом в пределах Соль-Илецкого свода по сейсмическим данным Урало-Сакмарском авлакогене. Кристаллический архейско-раннепротерозойский фундамент, представленный биотитовыми плагиогнейсами и гранитами, а также кварцито-сланцами, вскрыт северо-западнее Соль-Илецкого свода скважинами 54- и 77-Землянскими. Кроме того, к западу от Соль-Илецкого свода (в пределах Бузулукской впадины) многочисленными скважинами также вскрыты комплексы фундамента, раннедокембрийский возраст которых обоснован изотопно-геохронологическими данными [Галимов, Макарова, 1998].

Ордовикские отложения Соль-Илецкого свода представлены мощной – свыше 500 м (в скв. 1- и 2-Ордовикских – более 2000 м) толщей алевролитов, аргиллитов и кварцевых песчаников. В скважинах 1- и 2-Ордовикских и 1-Красный Яр ордовикский разрез имеет трехчленное строение и залегает под фаменскими (заволжский горизонт) карбонатами. Верхняя часть ордовикского разреза здесь представлена аргиллитами, алевролитом и песчаниками. В средней части разреза доминируют песчаники, местами переслаивающиеся с алевролитами и аргиллитами, а нижняя часть разреза представлена кварцитовидными песчаниками [Геологическое..., 1997; Галимов, Макарова, 1998], относимыми некоторыми исследователями к верхнерифейско-нижневендскому интервалу [Оренбургский..., 2013]. Однако полученные нами результаты датирования детритных цирконов из этих песчаников противоречат представлениям об их позднерифейском и/или позднерифейско-ранневендском возрасте, но согласуются с нашими же представлениями об отнесении этих песчаников к ордовику.

Ордовикский период – время заложения и максимального раскрытия многих палеоокеанических структур, реликты которых представлены в современной структуре Южного Урала. При этом считается, что в сопряженных с Южным Уралом частях Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и в крайних западных зонах Южного Урала ордовикские отложения формировались в грабенах, заложившихся при раскрытии Палеоуральского океана и пространственно наследовавших рифейские авлакогены [Геологическое..., 1997; Оренбургский..., 2013; Горожанина и др., 2014]. Массивные кварцитовидные песчаники, залегающие в низах ордовикского разреза Соль-Илецкого свода, как мы полагаем, являются основанием трансгрессивного цикла формирования синрифтовых осадков. При этом палеогеографическая обстановка накопления ордовикских отложений в целом может быть охарактеризована как морская мелководная зона (литораль), область терригенного шельфа с переменной гидродинамикой с тенденцией к углублению к востоку и юго-востоку (в современных координатах). Существует мнение, что источниками сноса обломочного материала в ордовикский осадочный бассейн могли служить выступы раннедокембрийского кристаллического фундамента Волго-Уральской части ВЕП (Татарского, Жигулевско-Пугачевского и др. поднятий). Однако проведенное нами изучение ордовикских песчаников Соль-Илецкого свода (см. ниже) и ордовикских песчаников южного обрамления Башкирского поднятия на Западном Урале [Кузнецов и др., 2016] не согласуются с этим мнением.

Для выяснения источников сноса, за счет накопления продуктов разрушения которых сформировались ордовикские песчаники Соль-Илецкого свода, нами были изучены детритовые цирконы, выделенные из песчаников, вскрытых скважиной 2-Ордовикская, пробуренной в западной части Оренбургского вала, осложняющего Соль-Илецкий свод. Проба К15-501 была отобрана из нижней части разреза (с глубины 3439.7 м), вскрытого этой скважиной, и представляла собой кусок керна диаметром около 10 см и высотой около 12 см. Это светлые (почти белые) не слоистые (массивного облика) плохо сортированные мелкозернистые, а местами средне-мелкозернистые песчаники псаммитовой структуры с изометричной формой слабоокатанных обломков, представленных преимущественно кварцем и реже криптокристаллическими кварцитами. Изредка в песчаниках встречаются



ся мельчайшие чешуйки белой слюды. Аксессуары представлены цирконом и рудными минералами.

Проба была дезинтегрирована вручную в чугунной ступке. Измельченный (до 0.3 мм) материал отмучен в проточной воде и после просушки разделен в бромформе. Зерна циркона содержащиеся в полученном таким образом концентрате тяжелых ( $> 2.89 \text{ г/см}^3$ ) минералов характеризуются разнообразными цветовыми оттенками и размерами от мельчайших осколков до 150 мкм, сильно окатанные, среди них не обнаружено ни одного зерна правильной призматической удлиненной формы, которое можно было бы трактовать как магматическое первого цикла. Изготовление аналитического препарата, получение катодолюминесцентных изображений (CLI) и изображений в отраженных электронах (BSE – обратно-рассеянных электронах), анализ этих изображений, выбор цирконовых зерен и/или их частей, пригодных для проведения анализов и проведение самих анализов было выполнено в центре GEMOC (Маквори университет, Сидней, Австралия). Описание аппаратуры, методических приемов и констант, используемых для обработки первичных аналитических данных, приведены в [Jackson et al., 2004].

Около 200 зерен цирконов были имплантированы в эпоксидную шашку и приполированы на половину их «толщины». Изучение CLI и BSE изображений цирконов из пробы K15-501 показало, что во многих из них присутствуют либо трещины, либо инородные включения, либо метамиктные зоны. Для анализа отбирались зерна, для которых было возможно наметить области (размером не менее 40 мкм) без нарушений и включений. Изучение цирконов проведено с использованием методического подхода TerraneChron [Griffin et al., 2004, 2006, 2007; Veevers et al., 2005; Belousova et al., 2006], включающего изучение U/Th/Pb-изотопной системы и вычисление U/Pb возрастов цирконов, определение содержания в них редких и рассеянных элементов и изучения Lu/Hf-изотопной системы. Всего в пробе K15-501 было изучено 120 зерен.

В докладе представлены лишь результаты изучения U/Th/Pb-изотопной системы. Для 29 зерен получены сильно дискордантные значения U/Pb возрастов ( $|D| > 10\%$ ). Одно зерно (№ 33) показало конкордантное, но очень древнее значение  $4662 \pm 39$  млн лет ( $D = -0.41\%$ ). Такой результат требует специального дополнительного изучения и подтверждения, что не входило в задачи нашего исследования. Поэтому возраст зерна № 33 далее был исключен из рассмотрения. Остальные 87 значений возрастов были использованы для построения гистограммы и кривой плотности вероятности. Для оценки возрастов цирконов моложе 1 млрд лет (16 зерен) использованы соотношения изотопов  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , а для возрастов  $> 1$  млрд лет – соотношения изотопов  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  (61 зерно). Минимальный зафиксированный возраст для зерна № 32 –  $561 \pm 4$  млн лет ( $D = 1.07\%$ ), максимальный – для зерна № 88 –  $3092 \pm 17$  млн лет ( $D = 2.17\%$ ). На кривой плотности вероятности фиксируются следующие пики, подкрепленные более чем 2 датировками – 573, 603, 685, 1263, 1584 и 2087 млн лет. При этом зерна с позднедокембрийскими возрастными составляющими составляют почти 65% от общего числа датировок с приемлемой дискордантностью.

Анализ результатов U/Pb-изотопного датирования детритных цирконов из песчаников пробы K15-501, (отобранной с глубины 3439.7 м в скважине 2-Ордовикской), свидетельствует о том, что: 1) отложения, вскрытые в основании разреза скважины 2-Ордовикская, относятся к ордовику, а не к верхнему рифею или верхнему рифею–нижнему венду; 2) существенную роль в строении источников сноса, за счет накопления продуктов разрушения которых сформировались изученные песчаники, играли позднедокембрийские кристаллические комплексы, не известные в структуре раннедокембрийского кристаллического фундамента Волго-Уральской части ВЕП.

*Аналитические исследования выполнены при поддержке центра GEMOC (Маквори университет, Сидней, Австралия). Анализ результатов аналитических исследований выполнен за счет средств РФ (проект 14-27-00058), сбор и анализ материалов по строению региона проведен в соответствии с исследовательскими планами МОН РФ (договор № 14.Z50.31.0017 – ИФЗ РАН и гранта 2330 – РГУ НГ им. И.М. Губкина), подготовка публикации осуществлена при поддержке РФФИ (гранты 16-05-00259 и 16-05-00519).*

### Литература

Галимов А.Г., Макарова С.П. Состав и строение дорифейского фундамента юго-восточной части Волго-Уральской антеклизы // Геология и разработка нефтяных и газовых месторождений Оренбургской области. Оренбург: Оренбургское кн. изд-во, 1998. С. 31–37.

Геологическое строение и нефтегазоносность Оренбургской области. Оренбург: Оренбургское кн. изд-во, 1997. 272 с.

Горожанина Е.Н., Горожанин В.М., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. Особенности состава и строения терригенных отложений ордовика в разрезах юго-востока Русской платформы и Южного Урала // Геологический сборник № 11. Уфа: ДизайнПресс, 2014. С. 97–115.

Горожанина Е.Н., Чибрикова Е.В., Олли В.А. Литология и условия накопления ордовикских отложений юго-востока Русской платформы // Приоритетные и инновационные направления литологических исследований. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 33–35.

Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Дегтярев К.Е. и др. Первые результаты U/Pb датирования детритовых цирконов из верхнеордовикских песчаников Башкирского поднятия (Южный Урал) // Докл. АН. 2016. Т. 467. № 5. С. 560–565.

Оренбургский тектонический узел: геологическое строение и нефтегазоносность. М.: Научный мир, 2013. 264 с.

Политыкина М.А., Тюрин А.М., Багманова С.В. Ордовикские отложения Соль-Илецкого свода и сопредельных участков // Прогноз нефтегазоносности фундамента молодых и древних платформ. Казань: Изд-во КГУ, 2001. С. 318–321.

Чибрикова Е.В. Стратиграфия девонских и более древних палеозойских отложений Южного Урала и Приуралья (по растительным микрофоссилиям). М.: Наука, 1977. 192 с.

Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modeling: examples from eastern Australian granitoids // J. Petrol. 2006. V. 47. № 2. P. 329–353.

Griffin W.L., Belousova E.A., O'Reilly S.Y. Terrane Chron Analysis of Zircons from Western Australian Samples // Record (Geological Survey of Western Australia). 2007. V. 4. 52 p.

Griffin W.L., Belousova E.A., Shee S.R. et al. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U–Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons // Prec. Res. 2004. V. 131. P. 231–282.

Griffin W.L., Belousova E.A., Walters S.G., O'Reilly S.Y. Archean and Proterozoic crustal evolution in the Eastern Succession of the Mt Isa district, Australia: U–Pb and Hf-isotope studies of detrital zircons // Austr. J. Earth Sci. 2006. V. 53. P. 125–149.

Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // Chem. Geol. 2004. V. 211. P. 47–69.

Veevers J.J., Saeed A., Belousova E.A., Griffin W.L. U–Pb ages and source composition by Hf-isotope and trace-element analysis of detrital zircons in Permian sandstone and modern sand from southwestern Australia and a review of the paleogeographical and denudational history of the Yilgarn Craton // Earth Sci. Rev. 2005. V. 68. P. 245–279.

## ФАЦИАЛЬНЫЕ ОБСТАНОВКИ И СООБЩЕСТВА БРАХИОПОД НА РУБЕЖЕ РАННЕГО И СРЕДНЕГО КАРБОНА (ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН УРАЛА)

Кучева Н.А.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, [kucheva@igg.uran.ru](mailto:kucheva@igg.uran.ru)

В морских отложениях карбона замковые брахиоподы являлись одной из доминирующих групп бентоса, они были разнообразны по таксономическому составу и многочисленны по количеству особей. Установлено, что различные экологические типы приурочены к определенным зонам морского дна, поэтому брахиоподы являются хорошими индикаторами

фаций [Иванова, 1949; Калашников, 1974]. Наиболее благоприятными для существования брахиопод были условия мелководного шельфа с карбонатным осадконакоплением.

В поздневизейскую эпоху и серпуховский век на обширной территории современного восточного склона Урала существовали обстановки открытого карбонатного шельфа с относительно стабильными физико-географическими условиями и богатыми сообществами бентосных беспозвоночных (фораминифер, кораллов, брахиопод, мшанок, криноидей), а также водорослей [Мизенс и др., 2012]. Сообщества брахиопод были представлены космополитной гигантопродуктусово-стриатиферовой ассоциацией – показателем теплого мелководного моря [Григорьева, Донакова, 1987]. В составе этой ассоциации преобладали свободнолежащие формы. Для представителей рода *Gigantoproductus*, обладавших крупной массивной раковиной, утяжеленной продольными складками, наиболее благоприятными для жизнедеятельности были участки моря с плотным грунтом и подвижным гидродинамическим режимом. Стриатиферы, обладавшие относительно тонкостворчатой тонкорестрированной раковиной, обитали на мелководных участках моря с более спокойной гидродинамикой [Иванова, 1949]. Для верхнего визе и серпуховского яруса характерны прослои и пачки, сложенные скоплениями и сгруженными раковинами брахиопод. Для данного возрастного диапазона распространение видов этой ассоциации имеет также большое стратиграфическое значение.

При биостратиграфических исследованиях пограничных отложений нижнего и среднего карбона в развитии сообществ брахиопод были установлены две тенденции. На Южном Урале, в разрезе Худолаз – стратотипе горизонтов серпуховского яруса Восточно-Уральского субрегиона, в поздневизейскую эпоху в условиях нормально морского мелководного бассейна произошли становление и расцвет гигантопродуктусово-стриатиферовой ассоциации, в течение серпуховского века при постепенном обмелении бассейна и распространении неблагоприятных для этой группы водорослевых фаций – медленное угасание [Степанова, Кучева, 2009]. Аналогичный тренд прослежен на Среднем Урале в разрезе Пещерный лог (правый берег р. Исеть ниже д. Бекленищева) [Кучева, Степанова, 1999].

Тенденция увеличения таксономического разнообразия и численности сообществ в конце раннего и начале среднего карбона установлена в разрезах Среднего Урала, в бассейне рр. Исеть и Камышенка на отрезке широтного течения р. Исеть между д. Бекленищева на западе и с. Смолино на востоке [Кучева, Степанова, 1999]. В поздневизейскую и ранне-серпуховскую эпохи на данной территории доминировали криноидные и мшанково-криноидные фации, в которых брахиоподы имели ограниченное распространение. В разрезе Бекленищево наблюдаются редкие маломощные прослои брахиоподовых и криноидно-брахиоподовых известняков. Брахиоподы в них представлены обломанными и сгруженными раковинами, что свидетельствует о значительном перемещении с места обитания [Мизенс и др., 2012]. В целом комплекс беден и включает три рода гигантоидных продуктид, редкие мелкие продуктиды (4 рода) и спирифериды (3 рода).

Позднесерпуховская эпоха характеризовалась широким распространением брахиоподовых и криноидно-брахиоподовых фаций. В конце серпуховского века сообщества брахиопод состояли из представителей трех отрядов (*Productida*, *Spiriferida* и *Athyridida*). Доминантами сообществ были продуктиды (7 родов), в составе которых наряду с гигантопродуктидами были многочисленны стриастиферы и мелкие формы родов *Productus*, *Eomarginifera*, *Antiquatonia*, *Dictyoclostus*. Отряд *Spiriferida* (якорный экологический тип) был представлен тремя родами, из которых наибольшее распространение имел род *Martinia*. Мелкие атириды (якорный экологический тип) были немногочисленны (2 рода). Значительное увеличение таксономического разнообразия и численности сообществ брахиопод свидетельствует о существовании оптимальных для их обитания условий [Кучева, Степанова, 1999].

В начале среднего карбона (сюранское время) на рассматриваемой территории существовали биогермные обстановки морского мелководья, исключительно благоприятные для существования организмов. Об этом свидетельствуют обилие, разнообразие и сосуществование

твоевание нескольких групп фауны (криноидей, мшанок, брахиопод, фораминифер и др.) и водорослей, залегающих в породе в виде гнезд и скоплений, а также неясная слоистость известняков [Гарань, Шестакова, 1973]. Сообщество брахиопод сюржанского времени состояло из таксонов семи отрядов и характеризовалось преобладанием мелкорослых продуктид (11 родов), спириферид (4 рода) и ринхонеллид (4 рода). В сообществе значительна доля серпуховских таксонов (8 родов из 19). Впервые появились среднекаменноугольные таксоны (4 рода ринхонеллид, 1 род продуктид и 1 род спириферид), однако руководящий для башкирского века род *Alphachoristites* отсутствует. Одно из главных отличий данного сообщества от раннекаменноугольного заключается в отсутствии гигантоидных продуктид и стратифер.

Активизация тектонических процессов в первой половине башкирского века привела к усилению дифференциации фациальных обстановок. На территории современного Среднего Урала образовался глубоководный сдвиговый прогиб, в котором формировались глубоководные конусы выноса (малобелонососовская свита) [Мизенс и др., 2012, 2014]. Значительное углубление бассейна и формирование толщи с большим содержанием терригенного материала привели к отмиранию биогермов. В маломощных прослоях известняков малобелонососовской свиты встречаются только редкие мелкие продуктиды.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 14-05-00774 и 15-05-01958).*

### Литература

Гарань И.М., Шестакова М.Ф. О позднеамюрском комплексе брахиопод Среднего Урала // Стратиграфия и нефтеносность карбона Западного Урала и Приуралья. Пермь: Пермский политехн. ин-т, 1973. № 121. С. 57–72.

Григорьева А.Д., Донакова Л.М. Сравнительный анализ комплексов брахиопод карбона Верхоянья, Урала и Русской платформы // Ежегодник ВПО. Л.: Наука, 1987. Т. 30. С. 135–144.

Иванова Е.И. Условия существования, образ жизни и история развития некоторых брахиопод среднего и верхнего карбона Подмосковной котловины. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1949. 151 с.

Калашиников Н.В. Раннекаменноугольные брахиоподы Печорского Урала. Л.: Наука, 1974. 220 с.

Кучева Н.А., Степанова Т.И. Стратиграфия каменноугольных отложений Смолинского района // Уральский геологический журнал. 1999. № 3. С. 13–46.

Мизенс Г.А., Степанова Т.И., Кучева Н.А. Восточные зоны Среднего Урала в карбоне (эволюция бассейнов осадконакопления и особенности палеотектоники) // Литосфера. 2012. № 4. С. 107–126.

Мизенс Г.А., Кучева Н.А., Степанова Т.И. Обстановки осадконакопления в раннем карбоне и башкирском веке в восточных зонах Среднего Урала // Ежегодник-2014. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2015. С. 71–76.

Степанова Т.И., Кучева Н.А. Палеонтологическое обоснование горизонтов серпуховского яруса Восточно-Уральского субрегиона в стратотипе по реке Худолаз // Типовые разрезы карбона России и потенциальные глобальные стратотипы. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2009. С. 97–128.

## МОДЕЛИРОВАНИЕ ПАЛЕОГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК СРЕДЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МЕТОДОВ ИНЖЕНЕРНОЙ ГИДРАВЛИКИ

**Лаломов А.В.<sup>1</sup>, Берто Г.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии  
и геохимии РАН, lalomov@mail.ru*

<sup>2</sup>*Ecole Polytechnics, Geological Society of France, berthault.guy@orange.fr*

В современной седиментологии методы математического моделирования количественных характеристик осадочных процессов имеют важное значение. В то же время, большое количество разработок, используемых в гидравлике для решения специфических инженерных задач (эрозия каналов, заносимость водохранилищ и т.д.) мало применяется для геологического моделирования седиментационных процессов.

Одним из базовых при инженерно-геологических литодинамических расчетах является метод Эйнштейна [Einstein, 1950]. Согласно его основным положениям, удельный суммарный расход наносов на единицу ширины потока  $q_t$  может быть рассчитан как суммарный расход донных  $q_b$  и взвешенных  $q_s$  наносов, что можно выразить уравнением:

$$q_t = q_b + \int_0^h C v_x dz \quad (1)$$

где  $h$  – глубина потока;  $C$  – концентрация взвешенных наносов;  $v_x$  – горизонтальная составляющая скорости в направлении потока ( $x$ );  $z$  – вертикальная координата. Для практического решения уравнения (1) оно трансформировано:

$$q_t = q_b [1 + I_1 \ln(30h/d_s) + I_2] \quad (2),$$

где  $d_s$  – средний размер частиц осадка,  $I_1$  и  $I_2$  – интегралы, решение которых осуществляется численными методами или по созданными для этой цели номограммам.

Функция Эйнштейна для расчета расхода наносов учитывает гранулометрический состав осадков, поэтому суммарный расход определяется как составляющая индивидуальных расходов по каждому размерному классу. Поэтому выражение (2) может быть представлено как:

$$q_t = \sum i_i q_{ii} \quad (3),$$

где  $i_i$  – содержание данного класса в общем составе наносов,  $q_{ii}$  – расход наносов  $i$ -того класса. Практическое решение этого уравнения, детально изложенное в работе [Julien, 1996], позволяет установить емкость потока наносов, поставляющего обломочный материал в бассейн осадконакопления, и, соответственно, рассчитать время осадконакопления по методу «заполнения резервуара», используя пространственные параметры осадочной формации [Julien, 1996].

Предлагаемый метод был использован для оценки палеогидро- и литодинамических параметров трех осадочных объектов Восточно-Европейской платформы: кембро-ордовикских песчаников Ленинградской области (КОПЛО) – саблинская (Sb), ладожская (Ld) и то-сненская (Ts) свиты [Рухин, 1939; Берто и др., 2011], песчаников Главного девонского поля (ГДП) северо-запада Русской плиты в пределах среднего девона (живетский ярус, старооскольский горизонт) и верхнего девона (франкский ярус, швентойский горизонт) [Енгальчев, 2005] и терригенной составляющей толщи казанского яруса (P<sub>3</sub>kz) пермского бассейна Предуральяского прогиба (ПБПУ) [Геология..., 2003]. Полученные результаты представлены в таблице.

Рассчитанное реальное время формирования (продолжительность седиментации) соответствует приблизительно 0.02–0.2% от возрастного стратиграфического интервала дан-

Таблица

**Гидро-литодинамические параметры осадочных бассейнов, рассчитанные с использованием метода Эйнштейна, и чистая продолжительность седиментации**

Объект	Формация	$D$ , mm	$S$	$V$ , m/s	$q_T$ , m <sup>3</sup> /day x m	$T_d$ (лет)	$T_s$ , 10 <sup>6</sup> лет	$T_d/T_s$
КОПЛО	Sb	0.19	0.57	0.48–2.7	9.6	3164		
	Ld	0.16	0.49	0.22–1.3	3.1	656		
	Ts	0.26	0.58	0.17–0.8	1.7	1565		
Всего КОПЛО						<b>5384</b>	<b>25</b>	<b>0.0002</b>
ПБПУ	P <sub>3</sub> kz <sub>1</sub>	0.11	0.44	0.21–2.7	1.8	3354		
	P <sub>3</sub> kz <sub>2</sub>	0.08	0.40	0.18–2.4	2.2	2469		
Всего ПБПУ						<b>5823</b>	<b>3.5</b>	<b>0.002</b>
ГДП	Потоковая (аллювиальная)	0.51	0.88	0.61–0.95	5.7	3118		
	Литоральная	0.34	0.50	0.45–4.24	2.3	2473		
	Мелководно-морская	0.15	0.41	0.15–1.95	1.7	5092		
Всего ГДП						<b>6900*</b>	<b>22</b>	<b>0.0003</b>

*Примечание.*  $D$  – средняя крупность осадков,  $S$  – стандартное отклонение крупности,  $V$  – скорости придонных потоков (min–max),  $q_T$  – удельный расход наносов на единицу ширины потока, рассчитанный по методу Эйнштейна,  $T_d$  – рассчитанное чистое время седиментации; учитывая точность расчетных параметров более ли менее достоверно можно говорить только о порядке оцениваемых величин,  $T_s$  – продолжительность стратиграфического возрастного интервала формации.

\* поскольку литоральные и мелководно-морские фации ГДП накапливались одновременно, среднее время седиментации рассчитано как сумма времени формирования потоковой (аллювиальной) толщи и среднее время отложения морских фаций.

ной толщи. Полученные результаты подтверждаются данными других исследователей. Так, в статье Л.Л. Кулямина и Л.С. Смирнова [1973] на основании анализа приливно-отливных циклов указывается, что для аналогичных кембро-ордовикских песчаников Прибалтики «чистое» время седиментации оценивается приблизительно в 170 палеосутках (133 для саблинских песчаников среднего-верхнего кембрия и 40 для пакерортских нижнего ордовика) «Полученные цифры шокируют», как пишут сами авторы [Кулямин, Смирнов, 1973, с. 699]. Такие результаты они объясняют ничтожной сохранностью осадков в подобных разрезах по отношению к стратиграфическому объему времени.

Параллельная оценка времени осадконакопления КОПЛО на основании седиментационного анализа показала, что «чистое время накопления нижнепалеозойских песков можно оценить в 100–200 лет. Парадокс заключается в том, что геологическое время формирования саблинской толщи составляет 10–20 млн лет» [Тугарова и др., 2001, с. 89]. Подобная ситуация не является уникальной. Как указывал С.В. Мейен [1989, с. 24] «Из-за широкого развития скрытых перерывов... в условиях мелководья нередко документируется лишь ничтожная доля общего времени седиментации (0.01–0.001%)».

Поскольку зависимость эрозионных и транспортирующих параметров потока от его скорости носит степенной характер, то в условиях интенсивных гидродинамических процессов основной объем геологической работы (эрозия – перенос – отложение) осуществляется в период активизации и значительно превосходит работу, происходящую в условиях стабильности. Так, для аллювиальных водотоков практически вся эрозионная работа и подавляющая часть аккумулятивной происходит в период паводка и на его спаде [Чалов, 2008]. Мощные гидродинамические события в палеобассейнах, связанные (предположительно) с мегацунами, обусловленными тектоническими процессами, могут играть определяющую роль в отложении нижней (морской) молассы, которая завершает полную седиментологическую эволюцию глубоководных океанических желобов [Лаломов, 2007]. В этих условиях образование мощных толщ осадков на больших площадях может происходить с геологической точки зрения практически мгновенно.

Для всех исследованных объектов характерно резкое несоответствие стратиграфической продолжительности, предписываемой данному комплексу отложений, реальному времени седиментации, причем зафиксированные на основании исследования эрозионных границ перерывы осадконакопления носили локальный характер и не объясняют такого существенного различия седиментационного и стратиграфического времени образования осадочной толщи. Из этого следует вывод, что, вероятно, в исследованных палеобассейнах преобладал инъеक्टивный тип седиментогенеза [Литогеодинамика..., 1998] при котором основная доля осадконакопления происходит в периоды кратковременной лавинной седиментации, а на основную часть стратиграфического интервала времени приходится отложение маломощных пелитовых и карбонатных прослоев. Причина резкого несовпадения седиментологического и стратиграфического времени для мелководных внутриплатформенных бассейнов пока достоверно не определена, что может служить предметом дальнейшего исследования. Возможно, здесь сказывается влияние малоамплитудных эпейрогенических тектонических движений умеренной интенсивности.

Таким образом, использование литодинамических инженерно-геологических расчетов для оценки продолжительности седиментации платформенных осадочных формаций показало, что с геологической точки зрения они были образованы практически мгновенно, седиментационное время образования толщи составляет не более 0.2% от ее стратиграфического возрастного интервала. Данная работа подтвердила взгляды предыдущих исследователей на весьма быстрое образование таких толщ, в ней дана количественная оценка процесса седиментации. Поэтому традиционный метод расчета скорости накопления осадков делением мощности толщи на продолжительность соотносимого с нею интервала стратиграфической шкалы может дать заведомо заниженную оценку.

### Литература

*Берто Г., Лаломов А.В., Тугарова М.А.* Реконструкция палеолитодинамических условий формирования кембро-ордовикских песчаников северо-запада Русской платформы // Литология и полез. ископаемые. 2011. № 1. С. 67–79.

Геология Татарстана: стратиграфия и тектоника. М.: ГЕОС, 2003. 402 с.

*Енгальчев С.Ю.* Геохимия и генезис девонских песчаников северо-запада Русской платформы. Дисс. ... к. г.-м. н. СПб.: СПбГУ, 2005. 305 с.

*Кулямин Л.Л., Смирнов Л.С.* Приливно-отливные циклы осадконакопления в кембро-ордовикских песках Прибалтики // Докл. АН СССР. Сер. геол. 1973. Т. 212. № 1–3. С. 696–699.

*Лаломов А.В.* Реконструкция палеогидродинамических условий образования верхнеюрских конгломератов Крымского полуострова // Литология и полез. ископаемые. 2007. № 3. С. 298–311.

Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 479 с.

*Мейен С.В.* Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1989. 212 с.

*Рухин Л.Б.* Кембро-силурийская песчаная толща Ленинградской области // Ученые записки ЛГУ. Серия геол.-почв. наук. Вып. 4. 1939. № 11. С. 89–101.

*Тугарова М.А., Платонов М.В., Сергеева Э.И.* Литодинамическая характеристика терригенной седиментации кембро-нижнеордовикской толщи Ленинградской области // Историческая геология и эволюционная география. СПб.: Изд-во НОУ Амадеус, 2001. С. 81–91.

*Чалов Р.С.* Русловедение: теория, география, практика. М.: Издательство ЛКИ, 2008. 608 с.

*Einstein H.A.* The bed load function for sediment transport in open channel flow // Technical bulletin no 1026. Washington, D.C.: U.S. Department of Agriculture, Soil Conservation Service, 1950. P. 1–78.

*Julien P.* Erosion and sedimentation. Cambridge: Cambridge University Press, 1995. 280 p.

## РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ ПРИУРАЛЬСКОГО БАСЕЙНА СРЕДНЕПЕРМСКОГО ВРЕМЕНИ, ИССЛЕДОВАННОГО Н.А. ГОЛОВКИНСКИМ

Лаломов А.В.<sup>1</sup>, Берто Г.<sup>2</sup>, Тугарова М.А.<sup>3</sup>, Изотов В.Г.<sup>4</sup>, Ситдикова Л.М.<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии  
и геохимии РАН, [lalomov@mail.ru](mailto:lalomov@mail.ru)

<sup>2</sup>Геологическое общество Франции, [berthault.guy@orange.fr](mailto:berthault.guy@orange.fr)

<sup>3</sup>ООО «Газпромнефть НТЦ», [tugarova@mail.ru](mailto:tugarova@mail.ru)

<sup>4</sup>Казанский (Приволжский) федеральный университет, [sitdikova8432@mail.ru](mailto:sitdikova8432@mail.ru)

Закон Головкинского, известный в Европе также как закон Вальтера, отражает фундаментальные закономерности, характеризующие литолого-фациальные особенности осадочных формаций. Основное его положение состоит в установлении одинакового чередования фациальных обстановок осадочных бассейнов как в вертикальном разрезе, так и по латерали. Эту закономерность Н.А. Головкинский сформулировал на основании изучения разреза пермских отложений в долине р. Камы [Головкинский, 1869].

Детальное исследование литологического состава и текстурных особенностей среднепермских отложений Камско-Уральского бассейна позволило реконструировать палеогидродинамические условия седиментации и определить количественные характеристики чередованию фациальных обстановок, установленных Н.А. Головкинским.

Был детально исследован разрез казанского яруса среднепермских отложений нижнего течения р. Камы на протяжении более 200 км от устья до пос. Красный Бор. Прогибание Предуральского бассейна активизировалось в начале средней перми и достигло максимального развития в казанское время. В строении толщи наблюдается последовательная смена фаций от преимущественно терригенных на востоке к карбонатно-глинистым, карбонатным и карбонатно-сульфатным на западе, осложняемая линзами мелководных песчаников и конгломератов, фиксирующих геодинамически активные структуры Татарского вала, который делил бассейн на терригенную восточную и преимущественно глинисто-карбонатно-сульфатную западную части. В пределах отложений казанского яруса выделяются нижняя трансгрессивная и верхняя регрессивная серии [Геология..., 2003].

Реконструкция палеогидро- и литодинамики, основанная на изучении структур и текстур отложений казанского яруса, позволила охарактеризовать основные этапы эволюции бассейна. Диаграмма Рубина и Маккаллоча [Rubin, McCulloch, 1980] позволяет оценивать скорости палеопотоков по параметрам косослоистых серий и текстурам песчаных осадков. Дополнительную оценку минимальной скорости потоков можно получить по диаграмме Ф. Хьюльстрема [Hjulstrom, 1935], основанной на гранулометрических характеристиках осадка. Для определения направления потоков были использованы направления падения косослоистых серий и ориентация текстур поверхности осадка (знаков ряби, борозд размыва и т.д.).

В Приуральской континентальной части терригенного бассейна скорости потоков, ориентированных преимущественно с востока на запад, достигали в начале трансгрессивного этапа 1.8 м/с и уменьшались до 0.2–0.8 м/с в конце регрессии. В мелководном морском бассейне в начале трансгрессивного этапа скорость потоков, направленных вдоль береговой линии с юга на север, достигала 1 м/с. По мере развития трансгрессии характер течений приобретает характер осцилирующего, а скорости уменьшились до 0.2–0.8 м/с. В западной карбонатной части бассейна скорости варьировали от 0.2 м/с в начале трансгрессии до нуля в период ее кульминации.

Наиболее сложная гидро-литодинамическая ситуация наблюдалась в зоне Татарского вала. В уфимское время отмечались вдольбереговые потоки южного и юго-восточного направления. В раннеказанское время направление потоков сменилось на юго-западное.



В позднеказанское время в северной части бассейна сохранились течения юго-западного направления, а в южной были выявлены преобладающие косослоистые серии юго-западного и юго-восточного направлений, что, по-видимому, связано с умеренным развитием структур Татарского свода. Скорости течений в районе свода достигали 1.8 м/с.

Фациальные взаимоотношения в зоне Татарского свода и западного терригенно-био-генно-хемогенного бассейна были детально изучены объединенной группой исследователей Казанского, Санкт-Петербургского университетов и ИГЕМ РАН. От осевой части свода в западном направлении наблюдается смена грубообломочных терригенных осадков (песчаников с гравием и галькой) алевролитами, аргиллитами и карбонатно-сульфатными отложениями. По мере развития трансгрессии фациальные зоны смещались в соответствии с движением береговой линии, в результате чего грубозернистые отложения перекрывались более тонкозернистыми. При регрессивном развитии бассейна наблюдается обратное соотношение.

К примеру, в нижней части разреза раннеказанских отложений в осевой части Татарского свода (Елабуга–Красный Бор) развиты песчаники с галькой аргиллитов до 3–5 см. Западнее в бассейне р. Вятка эти отложения латерально последовательно замещаются песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Еще западнее низы раннеказанской толщи представлены карбонатами, а в районе Казани (Сорочьи горы) – карбонатно-гипсовой толщей. Крупность отложений уменьшается в разрезе раннеказанского яруса и увеличивается вверх по разрезу позднеказанской толщи. Строение толщи в зоне Татарского вала осложнялось положительными конседиментационными тектоническими движениями.

Таким образом, наблюдаемые литологически однородные осадочные слои не соответствуют какому-то фиксированному геохронологическому интервалу, в их пределах происходит скольжение возрастных границ. Механизм образования таких осадочных слоев соответствует одновременному нарастанию толщи, как в латеральном, так и в вертикальном направлениях, смещению фациальных границ в соответствии с трансгрессивно-регрессивным движением береговой линии и направлениями потоков переноса обломочного материала в зону осадконакопления. Образование слоев путем вертикального выпадения частиц осадка является частным случаем этой модели при скорости потока равной нулю. Данная модель образования осадочных формаций, сформулированная Н.А. Головкинским, заложила основу для современной секвенс-стратиграфии.

### Литература

- Геология Татарстана: стратиграфия и тектоника. М.: ГЕОС, 2003. 402 с.
- Головкинский Н.А. О пермской формации центральной части Камско-Волжского бассейна // Материалы для геологии России. Т.1., СПб.: 1869. С. 273–415.
- Hjulstrom F. The Morphological Activity of Rivers as Illustrated by River Fyris // Bull. Geol. Inst. Uppsala. 1935. № 25. P. 89–122.
- Rubin D.M., McCulloch D.S. Single and Superposed Bed Forms: A Synthesis of San Francisco Bay and Flume Observations // J. Sed. Petrol. 1980. № 26. P. 207–231.

## ВЕЩЕСТВЕННО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩАХ

Леоненко Г.Н.<sup>1</sup>, Леоненко Е.В.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Российский государственный геологоразведочный университет, egorleo85@gmail.com

<sup>2</sup>Московский государственный университет

Задачей данной работы является исследование вещественно-энергетических факторов, влияющих на постседиментационные геодинамические процессы в осадочных бассейнах, в целях повышения эффективности поисков и разведки нефти и газа. Объектами изучения являются терригенные песчано-алеврито-глинистые и сопутствующие им высокоуглеродистые кремнисто-карбонатно-глинистые ассоциации, содержащие рассеянное органическое вещество и вмещающие скопления флюидов (нефти, газа и воды).

Так как работа посвящена изучению энергетических факторов, стоит коснуться того что подразумевается под энергией. Энергия – мера различных форм движения и взаимодействия материи. Главные ее разновидности, проявления которых наблюдаются в ОБ: механическая (связана со смещениями масс, обрушениями, оползнями и др.), кинетическая энергия (связана с осадконакоплением и седиментацией); гравитационная (связана с погружением пород); тепловая (связана с прогревом); геохимическая (связана с действием флюидов). В этой работе особое внимание уделялось влиянию погружения, прогрева пород, изменения флюидного режима на перестройку внутренней структуры ОБ и на литологические особенности коллекторов.

На разных стадиях эволюции ОБ значение имеют разные энергетические факторы. При седиментации наиболее важное значение имеет скорость осадконакопления, динамика переноса и седиментации осадков, а при нагреве и погружении пород – величины температуры и давления [Леоненко, Леоненко, 2013].

По характеру седиментации все ОБ можно разделить на три группы литофациальных комплексов, различающихся скоростью осадконакопления: высокоскоростные, низкоскоростные и переменноскоростные.

Высокоскоростные комплексы (20–50 и более м/млн лет) соответствуют молодым платформам с горизонтальными, наклонными до вертикальных зонами разуплотнения. Для этих комплексов характерны горизонтальные перемещения флюидов.

Низкоскоростные комплексы (1–20 м/млн лет), более свойственны древним платформам с субгоризонтальными зонами разуплотнения.

Переменноскоростные комплексы (1–50 и более м/млн лет) – участки заполнения рельефа фундамента, обладающие высокой вертикальной проводимостью, характерные для бассейнов рифтовых зон и подвижных складчатых областей. Для таких комплексов характерны вертикальные перемещения флюидов.

С точки зрения нефтегазоносности наибольшее значение имеют высокоскоростные системы, соответствующие молодым платформам. Их особенности были изучены авторами на примере Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. Особое внимание уделялось влиянию динамических факторов (температуры, давления и режима флюидов) на преобразование пород-коллекторов. Влияние этих факторов неодинаково в разных частях бассейна. Максимальные скорости погружения усматриваются в его северо-восточной части, а максимальный прогрев – в центральной и западной. Соответственно различаются интенсивность минеральных преобразований и свойства коллекторов.

Проведенный нами анализ показал, что разные факторы влияют положительно или отрицательно на формирование коллекторов. Уплотнение, кальцитизация, интенсивное окварцевание обуславливают уменьшение емкостных свойств пород, а выщелачивание минералов наоборот приводит к возникновению вторичной емкости. Одновременное действие

всех этих факторов приводит к тому, что плотность и открытая пористость пород уменьшаются с глубиной нелинейно.

Прослеживается автоколебательный характер изменений пористости и плотности пород с глубиной. В разрезе образуются участки уплотнения-разуплотнения, по которым можно выделить 3-4 глубинные зоны коллекторов. Границы между ними проходят по «ступеням уплотнения», в которых пористость скачкообразно понижается с глубиной.

Первая глубинная зона располагается на глубине до 2 км, характеризуется первично-поровыми коллекторами. Преобладающие глинистые минералы этой зоны – монтмориллонит, гидрослюда, каолинит и хлорит.

Вторая глубинная зона расположена на глубине 2.2–2.5 км, представлена как первично-поровыми, так и вторично-поровыми коллекторами. Во второй зоне наиболее распространены смешаннослойные глинистые минералы, гидрослюда, хлорит и каолинит.

Третья зона находится на глубине 2.7–2.8 км представлена вторично-поровыми коллекторами и вторично-порово-трещинными коллекторами, а также незначительной долей первично-поровых. В этой зоне часто встречаются гидрослюда и крупнозернистый каолинит.

В четвертой зоне, расположенной ниже 2.8 км, сосредоточены вторично-порово-трещинные и трещинные коллекторы. Здесь наблюдается устойчивый комплекс глинистых минералов, преобладают кварц-гидрослюдистые агрегаты, хлорит-гидрослюдистые и каолинит-слюдистые.

В первой и второй глубинных зонах преобладают первичные минералы, глубже по разрезу (в третьей и четвертой зонах) – вторичные минералы. В первой и второй зонах породы практически не изменены, преобладают первичные минералы. Глубже по разрезу, в третьей и четвертой зонах, породы состоят из вторичных минералов и характеризуются высокой степенью трещиноватости. Таким образом, по мере погружения породы подвергаются существенному преобразованию, при этом температура образования этих пород меняется незначительно (всего на 50 °С от первой к четвертой зоне). Поэтому можно предположить, что в изменении пород достаточно высокую роль играют флюиды.

Наиболее интенсивное нефтегазообразование наблюдается во второй зоне в интервале 2.0–2.45 км, а максимальная газогенерация отмечается в четвертой зоне на глубине 3.0 и более км.

Значительную роль в изменениях параметров зон играют процессы миграции флюидов. Затрудненный или свободный режим передвижения флюидов использован при разделении толщ коллекторов на авто- и интрагенетические комплексы. Автогенетические (или автономные) являются закрытыми энергетическими системами, эволюция изменений в которых происходит достаточно медленно и определяется внутренней спецификой толщ. Интрагенетические комплексы являются открытыми системами, поэтому процессы в них определяются внешними условиями, которые приводят к быстрым и резким преобразованиям.

К закрытым комплексам можно отнести верхнеюрские-меловые отложения Красноленинского нефтегазоносного района, юрские Уренгойского района, а к открытым – отложения Среднего Приобья.

Автогенетические и интрагенетические комплексы имеют разные геохимические особенности. Открытые комплексы отличаются повышенным содержанием высокомолекулярных углеводородов (УВ), а закрытые – повышенным содержанием легких компонентов – водорода, серы, кислорода и газообразных УВ.

В автогенетических («закрытых») комплексах нефтегенерация происходит медленнее с разницей начала генерации в 60 млн лет. Например, в Среднем Приобье она начинается в конце альба, в Красноленинском районе – только в олигоцен-четвертичное время. Также в закрытых системах нефтегенерация происходит на больших глубинах (на 0.35–1.0 км) и при более высоких температурах (на 10–30 °С), нежели в открытых комплексах [Леоненко, Соколов, 1993].

Приведенные выше данные позволяют сформулировать следующие выводы: 1) наиболее высокой энергонасыщенностью обладают глубокие горизонты ОБ, а также участки изменения рельефа фундамента нефтегазоносного бассейна; 2) особенности постседимента-

ционных процессов в осадочных бассейнах закладываются еще в седиментогенезе. Главным фактором на этой стадии эволюции ОБ является скорость осадконакопления, по которому можно выделить высокоскоростные, низкоскоростные и переменноскоростные системы; 3) установлено, что изменение открытой пористости и плотности пород с глубиной имеет автоколебательный характер. На основе этих данных выделены четыре глубинные зоны различающиеся значениями пористости, минеральным составом и величиной пластовых давлений. Наиболее интенсивное нефтеобразование наблюдается во второй глубинной зоне, а максимум газогенерации – в четвертой зоне; 4) по характеру движения флюида в ОБ можно выделить автогенетические (закрытые) и интрагенетические (открытые) комплексы, однотипные преобразования в которых происходят с разной скоростью, при различных температурах и давлениях.

### Литература

Леоненко Г.Н., Леоненко Е.В. Основы вещественно-энергетических представлений об изменении литологии нефтегазоносных толщ в истории осадочных бассейнов // Материалы VII Всерос. литолог. совещ. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. Т. 2. С. 168–170.

Леоненко Г.Н., Соколов Б.А. Зоны коллекторов нефти и газа и эффективность их вскрытия перфорацией. М.: Геоинформмарк, 1993. 57 с.

## ГРАНИТНЫЕ КЛАСТИТЫ: СТРОЕНИЕ, ГЕНЕЗИС, РОЛЬ В ОБРАЗОВАНИИ ОБЛОМОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

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

*Геологический институт РАН, mgleonov@yandex.ru*

Во многих районах (Кавказ, Урал, Казахстан, Забайкалье, Тянь-Шань, Скалистые горы, Канзас и др.) зафиксированы выходы пород гранитного состава, представленные кластогенными разностями (брекчированными, трещиноватыми, пористыми, разрыхленными, глыбово-щербнистыми, дресвяными или дресвяно-песчаными). Иногда кластогенный гранитный материал образует вокруг гранитных массивов шлейфы так называемых «переотложенных гранитов». Шлейфы, как правило, содержат обломки исключительно гранитного состава и представлены, брекчиями, дресвяниками, аркозовыми грубозернистыми песчаниками. Подобные образования вскрыты скважинами и на глубине, где гранитные массивы входят в состав фундамента и перекрыты осадочным чехлом.

Во многих случаях установлено, что дезинтеграция гранитов и формирование кластических пород связаны с процессами химического и физического выветривания (гипергенезом) (например, [Добровольский, 2007; Кашик, Карпов, 1977; Петров, 1967 и др.]). Однако имеются данные [Колодяжный и др., 2000; Леонов, 1981, 2008; Цеховский и др., 2009], что толщи дезинтегрированных пород, сложенных исключительно продуктами разрушения гранитов и по облику и строению напоминающие элювиальные образования, могут формироваться под влиянием тектонических процессов или в результате совокупного действия различных факторов (например, [Колодяжный и др., 2000; Леонов, 1981; Цеховский и др., 2009]). Такие кластиты, обрамляющие массивы гранитов, относят к древнему элювию, олистограммам, тектоно-гравитационным микститам (библиографию см. [Леонов, 1981]). Установлено также [Колодяжный и др., 2000; Леонов, 1981, 2008; Цеховский и др., 2009], что предварительно тектонически переработанный материал при эксгумации гранитов на дневную поверхность формирует толщи пород, морфологически сходные с элювиальными. Постмагматическая тектоническая дезинтеграция гранитных массивов признана многими геологами-нефтяниками.

Имеющиеся данные позволяют полагать, что тела, сложенные дезинтегрированным гранитным материалом могут возникать за счет двух категорий процессов: экзогенных (связанных с выветриванием или с обвально-оползновыми процессами) и тектонических. Тем не менее, сходство породных комплексов, сформированных за счет разных процессов, усложняют интерпретацию их генезиса в каждом конкретном случае, и здесь возможны расхождения во взглядах. Тем не менее, каждая из выделенных категорий гранитных кластитов характеризуется набором свойственных этой категории признаков, что позволяет различать их при полевых исследованиях.

*Признаки экзогенной (химическое и физическое выветривание, гравитация) дезинтеграции гранитоидов:* 1) приуроченность к корам химического и физического выветривания; наличие элювиального профиля с трещинной, глыбовой и дресвяно-щебнистой зонами; положение в нижней части кор химического выветривания; 2) признаки воздействия климатического, гидрогеологического, временного, петрографического факторов, выраженные в характере залегания, составе и строении вторичных преобразований пород и минералов; 3) состав новообразованных пород (бокситы, каолиниты) и минеральных фаз (гидрослюды, смектиты, псевдоморфозы гиббсита по кварцу, гидромусковит, гидробиотит и др.), отражающий гидратацию силикатов и синтез глинистых минералов; 4) форма, особенности морфологии и взаимоотношения кластов, минеральных фаз и зерен: разбухание слюд; серицитизация полевых шпатов по краям зерен и вдоль трещин спайности; обособление зерен кварца и полевых шпатов, наличие макро- и микротрещин в породах и минеральных зернах; заполнение трещинного пространства мелкоземом и глинистой фракцией; многоугольная форма и четкое ограничение элювиальных останцов и кластов; 5) присутствие преимущественно глыбово-щебнистых и песчано-дресвяных обломков;

– преобладание в продуктах ближнего перемыва грубообломочных (глыбово-щебнистых или дресвяно-щебнистых) пород с неокатанными обломками; 6) незначительная (от первых метров до нескольких десятков метров) мощность: до 15–25 м в корях физического выветривания, до 50–100 м в корях химического выветривания.

*Признаки протектонической и тектонической дезинтеграция (декомпрессия, термусадка, постумная объемная хрупко-пластическая деформация) гранитоидов:* 1) приуроченность к протрузиям гранитоидов; 2) линзовидно-блоковое строение массива с различным проявлением дезинтеграции (трещиноватые, катализованные и обломочные глыбово-щебнистые породы);

– присутствие на поверхности массива под покровом осадочного чехла плащеобразной дресвяно-песчаной толщи тектонокластитов, состоящей из продуктов тектонического разрушения гранитоидов и включений пород вышележащего осадочного чехла; 3) наличие вертикальной или посклоновой отдельности, веерных или слайдовых структур; 4) фрагментация даек, жил и других интрузивных тел с признаками смещения; 5) присутствие в основной массе гранитоидов фрагментов вмещающих пород фундамента или осадочного чехла; 6) деформация даек и жил: будинаж, разрыв, изгибание; 7) присутствие в гранитоидах фрагментов пород фундамента;

– трещиноватость, катаклаз, грануляция, дробление, истирание пород; 8) различные формы дезинтеграции (мегаглыбовая, плитчатая, ромбовидная, глыбовая, щебнистая, дресвяная, песчаная); 9) наличие макро- и микротрещин в породах и минеральных зернах; деформация минеральных зерен (изгибание пластинок слюд, обдавливание зерен, наличие зубчатых ограничений); 10) проявление в микротрещинах газовой-жидких включений; 11) микроструктурные изменения кварца (мозаичное угасание, мелкополигональная, блочная, удлинненно-ориентированная и полосчатая микроструктуры), перекристаллизация мелких зерен кварца и их укрупнение, местами с однонаправленной ориентировкой зерен; 12) интенсивная грануляция пород и минеральных зерен с образованием угловатых и, местами, полукруглых кластов;

– наличие глыбово-щебнистых или дресвяно-песчаных кластитов с хаотичным распределением обломков; 13) значительная мощность (до сотен и первых тысяч м).

Однако определение генезиса кластических тел гранитного состава в некоторых случаях осложняется тем, что выведенные на земную поверхность массивы тектонически дезинтегрированных гранитоидов подвергаются гипергенным преобразованиям, а отложения кор выветривания вовлекаются в тектоническую переработку. В докладе рассмотрены соответствующие варианты.

Идентификация кластогенных пород, формирующихся за счет переработки гранитов, имеет не только академический, но и практический интерес, так как они зачастую являются вмещающими углеводородов.

*Исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 16-05-00357) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 9.*

### Литература

*Добровольский В.В.* Гипергенез и коры выветривания. Избранные труды. Т. I. М.: Научный мир, 2007. 508 с.

*Кашик С.А., Карпов И.К.* Основные проблемы физико-химической теории необратимых процессов минералообразования в коре выветривания // Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977. С. 87–99.

*Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Леонов М.Г., Орлов С.Ю.* Особенности эволюции купольно-сдвиговых структур Северо-западного Прионежья (Карельский массив) // Рос. жур. наук о Земле. 2000. Т. 2. № 2. С. 11–27.

*Леонов М.Г.* Олисторомы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 172 с.

*Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 464 с.

*Петров В.П.* Основы учения о древних корах выветривания. М.: Недра, 1967. 343 с.

*Цеховский Ю.Г., Леонов М.Г., Никитин А.В. и др.* Псевдоосадочные обломочные породы массива Дзурамтай (Южная Монголия) // Литология и полез. ископаемые. 2009. № 3. С. 312–328.

## О ЧЕМ СВИДЕТЕЛЬСТВУЮТ НАХОДКИ БАРИТА В КАЛЬЦИТОВЫХ СФЕРОКРИСТАЛЛАХ И ГИПСА В ПЕЩЕРЕ ШУЛЬГАН-ТАШ

**Леонова Л.В.<sup>1</sup>, Червяцова О.Я.<sup>2</sup>, Потапов С.С.<sup>3</sup>, Паршина Н.В.<sup>3</sup>,  
Главатских С.П.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Институт геологии и геохимии УрО РАН, lyleonova@yandex.ru*

<sup>2</sup>*ФГБУ «Государственный заповедник «Шульган-Таш»»,*

<sup>3</sup>*Институт минералогии УрО РАН*

Пещера Шульган-Таш (53°02'N; 57°03'W) расположена на восточном склоне Южного Урала в Бурзянском районе Республики Башкортостан (в 200 км к юго-востоку от г. Уфа). Она приурочена к долине р. Белой, протекающей по территории Государственного природного заповедника Шульган-Таш и заложена в толще нижнекаменноугольных пелитоморфных серых известняков. Сульфатные породы в блоке карстующихся пород и в области питания подземной гидросистемы не известны. Пещера представляет собой систему карстовых полостей протяженностью 3050 м, амплитудой 165 м и объемом 180510 м<sup>3</sup>, расположенных на трех гипсометрических уровнях [Ляхницкий и др., 2006, 2013]. Известная ранее как Капова, она знаменита благодаря наскальным рисункам древних людей эпохи палеолита, однако есть здесь и различные формы вторичных минеральных образований, привлекающие как спелеологов-любителей, так и профессиональных исследователей.

В процессе изучения пещеры О.Я. Червяцовой были обнаружены следы древних озерных отложений в зале Радужный в виде тонко переслаивающихся уплотненных глинистых осадков без следов турбулентности. Для них характерно наличие многочисленных ходов ис-

копаемых илоедов. Следует отметить, что пещерные экосистемы, включая донные отложения подземных озер, считаются обедненными органическим веществом. В настоящее время полости ходов частично заполнены рыхлой массой микрокристаллов карбоната кальция и аморфным высокоуглеродистым веществом. Стенки ходов и поверхности напластования глины покрыты гетитовой ( $\alpha$ -FeOOH) желтовато-ржавой пленкой.

В трещинах усыхания глинистых озерных осадков и на участках отслаивания глины около стен пещеры были обнаружены специфичные кальциты медово-желтого цвета, представляющие собой сложные агрегаты, образованные цепочечным срастанием сферолитов и, реже, сфероидолитов (терминология по [Годовиков и др., 1989]). Размеры агрегатов варьируют от 0.5 до 4 см, а размеры отдельных расщепленных индивидов от 0.3 до 0.7 см. Изучение их методом сканирующей электронной микроскопии СЭМ (JSM-6390LV, JEOL, углеродное напыление) и энерго-дисперсионного анализа ЭДС (Inca Energy 450) показало, что в качестве затравок роста кристаллов кальцита могли служить шаровидные образования и сростки, элементный состав которых представлен барием, серой, кислородом и относительно небольшой примесью стронция, что позволяет считать эти образования сферокристаллами барита. Размеры баритовых затравок составляют от 40 до 70 мкм. Внешняя поверхность имеет мозаичное строение и сложена плотно прилегающими друг к другу пластинчатыми субиндивидами. На сколах некоторых сферокристаллов наблюдается зональное строение.

Аутигенный барит в карбонатных карстовых системах обычно связывают с кристаллизацией из охлаждающихся восходящих глубинных термальных растворов [Klimchouk et al., 2014; Leél-Őssy et al., 2011]. **В системах сернокислотного генезиса при наличии ионов металлов, в частности, бария, барит ассоциирует с конечными продуктами окисления сульфидов [Onac et al., 2011] и может являться продуктом жизнедеятельности бактериальных сообществ.** Так, осаждение барита вместе с гипсом наблюдалось на микробных матах, сформированных сообществом ацидофильных сероокисляющих бактерий в пещерных системах Фразасси в Центральной Италии [Tisato et al., 2012].

Результаты изучения аутигенных баритовых конкреций, секретий и септарий, обнаруженных в глинистых верхнеюрских отложениях западной части республики Татарстан, позволили коллективу авторов связать их происхождение с субаквальной придонной разгрузкой флюидов, мигрировавших по зонам разломов [Королев и др., 2012]. В настоящее время описаны аналогичные обстановки в пределах восточной части впадины Дерюгина Охотского моря [Кулинич и др., 2003].

Таким образом, находка баритовых образований свидетельствует о том, что в какой-то момент истории развития этого района на дно пещерного озера происходила разгрузка глубинных газо-флюидных растворов, содержащих  $Ba^{2+}$ . Газовая компонента, метан и (или) сероводород, способствовали развитию бактериальных сообществ, насыщавших грунт озера органическим веществом, благодаря которому в подземном озере смогли активно развиваться фильтраторы-илоеды.

Еще одним доказательством этой гипотезы могут служить отложения гипса в полостях пещеры Шульган-Таш, с учетом того, что сульфаты отсутствуют во вмещающих карбонатных породах и области питания подземной гидросистемы. Не случайно находки специфичных кальцитов с барит-целестиновыми затравками приурочены к зоне распространения агрегатов гипса в глинах. Вторичная гипсовая минерализация в пещере была известна давно – это агрегаты гипсовых кристаллов размерами 0.5–5 см, распространенные в глинах зала Радужный [Кудряшов, 1969; Ляхницкий, 2006; Потапов и др., 2013].

В 2014 г. при детальной документации минеральных отложений пещеры было выявлено в полостях Второго этажа значительное распространение гипсовых образований, сформировавшихся в субаэральных условиях на поверхности стен. Преобладают мелкозернистые коры толщиной до 0.5 см, Наиболее крупное проявление (восточная стена зала Рисунков) имеет площадь более 10 м<sup>2</sup>. На этом участке прослеживается минимум две генерации отложений. Реже встречаются радиально-лучистые агрегаты пластинчатых кристаллов, сформированные при точечном поступлении растворов и образно называемые «гипсовыми

звездами» [Hill, 1990]. Они выявлены только на восточной стене зала Рисунков ниже области развития кор. Диагностика гипса подтверждена рентгенографически (дифрактометр ДРОН 2.0,  $\text{CuK}_\alpha$ -излучение, Институт минералогии УрО РАН, оператор Е.Д. Зенович) по двум типичным по морфологии образцам из Первой галереи на границе с Западным тупиком и восточной стеной зала Рисунков. Минеральный состав образцов осложнен аллотигенной примесью кварца.

Субаэральные гипсовые отложения встречаются исключительно на участках, изолированных от современного движения инфильтрационных вод, и, как следствие, не укладываются в модель формирования кальцитовых спелеотем, образованных при гравитационном движении растворов. Следует отметить, что находки гипса отсутствуют на первом этаже пещеры (Главная галерея, залы Сталагмитовый, Купольный, Знаков и Хаоса), характеризующейся обильной инфильтрацией. Содержание сульфат-иона ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) в современных инфильтратах составляет не более 10 мг/л, что является недостаточным для осаждения гипса. Следовательно, формирование субаэральных гипсовых спелеотем происходило в иных гидрогеохимических условиях, отличающихся от современных. В настоящее время происходит лишь разрушение гипсовых образований. Судя по находкам кор нескольких генераций, процесс их формирования происходил не одноактно.

Электронно-микроскопические исследования (СЭМ) образцов гипсовых кор с восточной стены между залом Перекресток и Аркой зала Рисунков показали, что они сложены сцементированными между собой ксеноморфными зёрнами гипса размерами 70–300 мкм. Некоторые индивиды имеют кавернозно-пористую поверхность, вероятно связанную с локальным растворением агрессивными конденсатными водами. По данным ЭДС, образец сложен практически чистым сульфатом кальция с незначительными примесями алюминия и кремния аллохтонных алюмосиликатов.

Что касается содержания серы во вмещающих известняках, то по результатам спектральных анализов [Ляхницкий, 2006], общее содержание серы во вмещающих породах составляет всего 0.016%. А содержание сульфат-иона ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) в современных инфильтратах составляет не более 10 мг/л. Это исключает возможность образования в пещере сульфатных минералов за счет их непосредственного переотложения из вмещающих пород в условиях современной гидрогеохимической обстановки. В таком случае, формирование кор в субаэральной обстановке указывает на то, что гипс изначально был отложен в неких первичных резервуарах: трещинах и порах пристеночной зоны, а уже потом вынесен и переотложен на поверхности стен.

Кроме того, Ю.С. Ляхницким [2006] в суходоле Шульгана и на Восточном массиве обнаружены в изобилии железистые охры, обломки и глыбы бурых железняков, которые возможно являются остатками «железной шляпы» гидротермальных сульфидных рудных тел и которые, кстати, послужили основой красок для наскальной живописи.

Подводя итог, можно сказать, что находки агрегатов барита в специфичных желтых кальцитах, гипсовая минерализация в полостях пещеры при отсутствии сульфатов во вмещающих породах, а также локально распространенные выходы охры и бурых железняков и окремнение пород в окрестностях пещеры, позволяют сделать вывод о том, что на определенном этапе развития пещеры Шульган-Таш на дно озера в зале Радужный происходила разгрузка восходящего по трещинам и разломам газо-флюидного потока, связанного с гидротермальной активностью региона.

### Литература

Годовиков А.А., Рипинен О.И., Степанов В.И. Сферолиты, сферокристаллы, сфероидолиты, ядросферолиты // Тр. Минерал. музея АН СССР. Вып. 36. 1989. С. 24–36.

Королев Э.А., Умарова Н.Н., Хасанов Р.А., Низамутдинов Н.М., Хасанова Н.М., Николаева В.М. Бариты терригенных комплексов верхнеюрских отложений западной части республики Татарстан // Учен. записки КГУ. Т. 151. Серия естеств. науки. Кн. 3. 2012. С. 173–185.

Кудряшов И.К. Путеводитель по Каповой пещере. Уфа: Башкирское книжное изд-во, 1969. 126 с.



Кулинич Р.Г., Обжиров А.И. Барит-карбонатная минерализация, аномалии метана и геофизические поля во впадине Дерюгина (Охотское море) // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22. № 4. С. 35–40.

Ляхницкий Ю.С. Многолетние исследования пещеры Шульган-Таш (Каповой) группой ВСЕГЕИ и РГО как основа спасения ее палеолитической живописи // Изучение заповедной природы Южного Урала. Уфа: ООО Вили Окслер, 2006. С. 331–382.

Ляхницкий Ю.С., Юшко А.А., Минников О.А. Рисунки и знаки пещеры Шульган-Таш (Каповой). Каталог. Уфа: «Китап», 2013. 288 с.

Потапов С.С., Паришина Н.В., Червяцова О.Я. К минералогии пещеры Шульган-Таш (Башкортостан) // Минералогия техногенеза–2013. Миасс: ИМин УрО РАН. 2013. С. 91–105.

Hill C.A. Sulfuric acid speleogenesis of Carlsbad cavern and its relationship to hydrocarbons, Delaware Basin, New Mexico and Texas (1) // AAPG Bulletin. 1990. Т. 74. №. 11. С. 1685–1694.

Klimchouk A., Sasowsky I., Mylroie J., Engel S.A., Engel A.S. Hypogene Cave Morphologies. Selected papers and abstracts of the symposium held February 2 through 7, San Salvador Island, Bahamas. Karst Waters Institute Special Publication 18, Virginia, 2014. 111 p.

Leél-Őssy S., Szanyi G., Surányi G. Minerals and speleothems of the József-hegy Cave (Budapest, Hungary) // Intern. J. Speleology. 2011. № 40 (2). P. 191–203.

Onac B.P., Forti P. Minerogenetic mechanisms occurring in the cave environment: an overview // Intern. J. Speleology. 2011. № 40 (2). P. 79–98.

Tisato N., Sauro F., Bernasconi S. M., Bruijn R. H., De Waele J. Hypogenic contribution to speleogenesis in a predominant epigenic karst system: A case study from the Venetian Alps, Italy // Geomorphology. 2012. № 151. P. 156–163.

## ВЕНД-КЕМБРИЙСКИЙ ТИПОВОЙ РАЗРЕЗ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ: РАЗЛИЧНЫЕ БАССЕЙНЫ СЕДИМЕНТАЦИИ И ИСТОЧНИКИ СНОСА

Летникова Е.Ф.<sup>1</sup>, Вишневецкая И.А.<sup>1</sup>, Школьник С.И.<sup>1,2</sup>, Караковский Е.А.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии СО РАН, [efletnik@igm.nsc.ru](mailto:efletnik@igm.nsc.ru)

<sup>2</sup>Институт земной коры СО РАН

В результате многолетних международных исследований в Западной Монголии установлен один из наиболее полных разрезов венд-раннекембрийской последовательности Азии, представленный непрерывным разрезом морских отложений чехла Дзабханского микроконтинента (снизу) – тайширской, цаганоломской и баянгольской свит [Brasier et al., 1996; Macdonald et al., 2009; Овчинникова и др., 2012; Vishnevskaya et al., 2015]. В основу этого положены результаты литологических, биоостратиграфических исследований и данные хемотратиграфии.

Дзабханский микроконтинент является одной из наиболее крупных структур в пределах Палеоазиатского океана. Фундамент микроконтинента гетерогенный, включает архейские, палеопротерозойские и аккретированные к раннедокембрийским неопротерозойские островодужные комплексы. В составе Байдарикского блока фундамента названного микроконтинента выделяются байдарагинский комплекс, породы которого имеют модельный возраст 3.1–3.3 млрд лет и возраст гранулитового метаморфизма 2664±15 млн лет, и более молодые метаморфические образования бумбугерского комплекса, характеризующиеся модельным возрастом 3.0–3.1 млрд лет и возрастом гранулитового метаморфизма 2364±6 млн лет [Козаков и др., 2007]. Этап тектонического сочленения толщ указанных комплексов характеризуется метаморфическими преобразованиями амфиболитовой фации и становлением син- и посткинematических гранитоидов в интервале 2.3–1.85 млрд лет. Кристаллические образования фундамента несогласно перекрывает рифейский чехол, представленный зелеными сланцами ульдзитгольской свиты. Венд-кембрийский карбонатный чехол Дзабханского микроконтинента, представленный шельфовыми отложениями, залегает на

вулканогенно-осадочной дзабханской серии фундамента. Возраст вулканитов этой серии определен в интервале 805–770 млн лет [Levashova et al., 2010]. В основании указанного чехла установлен тиллитовый горизонт оледенения Марино [Овчинникова и др., 2012].

Наименее изученными образованиями в пределах этого континентального блока оставались позднедокембрийские и кембрийские терригенные отложения ульдзитгольской, цаганоломской и баянкольской свит. Две последних составляют основную часть типового разреза венда-нижнего кембрия Центральной Азии. Для восполнения этого пробела, нами проведены петрографические, геохимические, Sm-Nd и U-Pb изотопные исследования указанных образований.

В результате установлено, что субстратом для метаосадков ульдзитгольской свиты послужили аркозы, вакки и глинистые породы. Среди последних на основе петрохимических особенностей была выделена базитовая пирокластика (содержания Mg > 3% и значения фемического модуля выше 0.3). Геохимические особенности ( $K_2O/Al_2O_3 < 0.3$ ) и преобладание в первичном субстрате иллита указывают на рециклированный тип всех остальных отложений свиты. Эти терригенные породы образовались в результате переотложения более древнего осадочного материала за счет разрушения пород кислого состава во внутриконтинентальных обстановках и в пределах пассивной континентальной окраины.

С целью корректной оценки вероятных источников сноса исследован изотопный состав Sm и Nd различных литотипов терригенных пород ульдзитгольской свиты. Для туффитов и глинистых сланцев этой свиты наблюдаются наиболее высокие значения  $\epsilon Nd$ . Выделенные ранее, на основе геохимических характеристик, из группы глинистых сланцев туффиты имеют наиболее молодой модельный возраст среди рассмотренных отложений. Вакки и аркозы ульдзитгольской свиты характеризуются более низкими значениями  $\epsilon Nd$  (от –11 до –14), свидетельствующими о вкладе древнекорового материала. Исследованные терригенные породы не имеют существенных вариаций изотопных параметров, что свидетельствует о едином источнике сноса для них с модельным возрастом не моложе 2.3–2.6 млрд лет. Однотипность распределения РЗЭ в терригенных отложениях ульдзитгольской свиты и метаморфических породах байдарагинского и бумбугерского комплексов Байдарикского континентального блока [Козаков и др., 2007], а также данные Sm-Nd изотопных исследований, указывают на то, что именно они являлись основными источниками сноса. Вместе с тем, более молодой модельный возраст песчаников ульдзитгольской свиты относительно пород фундамента этого микроконтинента, указывает на вклад более молодого корового материала при формировании этих осадков. Их источником могли являться граниты, сформированные в пределах Байдарикского блока менее 2 млрд лет назад с модельными возрастными 2.5–2.3 млрд лет [Козаков и др., 2007]. Снижение модельного возраста до 1.8 млрд лет в туффитах обусловлено вкладом ювенильного базитового источника, вероятнее всего, энсиматической островной дуги.

Терригенные породы в составе венд-раннекембрийского чехла (непрерывный разрез морских отложений, тайширская, цаганоломская и баянгольская свиты) представлены вакками, аркозами и в подчиненном количестве лититами и субаркозами. Следует отметить, что цаганоломские песчаники имеют существенную калиевую специфику, а баянгольские – натровую. Это обусловлено различными источниками поступления обломочного материала в бассейн седиментации.

Терригенные породы цаганоломской свиты представляют собой переотложенные (рециклированные) отложения, образовавшиеся в результате разрушения пород гранитного состава. Отложения баянгольской свиты являются осадками первого цикла и имеют большее разнообразие в составе источников сноса – от гранитоидов до андезитов. Обломочный материал для цаганоломской свиты поступал в бассейн седиментации в результате эрозии пород пассивной окраины континентального блока и его внутриплитных магматических и метаморфических образований. Терригенные отложения баянгольской свиты образовались в результате разрушения вулканитов энсиматических и, в меньшей мере, энсиалических островных дуг.

Различия в источниках сноса для этих двух свит проявляются и при изучении Sm-Nd изотопных характеристик пород. Песчаники цаганоломской свиты имеют модельный возраст 1.6–2.2 млрд лет и  $\epsilon Nd$  от –6 до –1, что указывает на присутствие в составе питающих провинций, как пород древней континентальной коры (в данном случае – Дзабханского блока), так и неопротерозойских магматических пород с более радиогенным неодимом, например, щелочных гранитов Дзабханского массива [Ярмолюк и др., 2008]. Терригенные породы баянгольской свиты характеризуются нео- и мезопротерозойским модельными возрастными источниками сноса – 0.9–1.2 млрд лет и положительными значениями  $\epsilon Nd$  (+1.6 и +7.0). Близкие значения возраста и изотопные характеристики Nd установлены для неопротерозойских пород Дзабхан-Мандалского блока с модельным возрастом в интервале 1.1–1.4 млрд лет при  $\epsilon Nd(T)$  +1.9...+5.5. Данный блок представляет собой позднерифейскую ювенильную континентальную кору [Козаков и др., 2014].

Все описанные выше геохимические и изотопные различия терригенных пород цаганоломской и баянгольской свит находят свое объяснение при изучении распределения возраста детритовых цирконов. Так, в трех пробах цаганоломской свиты, взятых из матрикса тиллитового горизонта и серых песчаников в ее основании, явно прослеживается два возрастных интервала тектоно-магматической активности в пределах питающей провинции – 1.8–2.7 млрд лет и 870–900 млн лет. В совокупности с данными по геохимии и изотопии для терригенных отложений цаганоломской свиты, можно утверждать, что источниками сноса для этих осадочных пород послужили кристаллические образования архея и палеопротерозоя фундамента Дзабханского микроконтинента и более молодые неопротерозойские магматические и вулканические породы в его пределах. Подтверждением сказанного являются и оценки возраста цирконов из крупных обломков двух различных по составу гранитов в основании тиллитового горизонта, которые формировались на рубеже 800 млн лет.

Детритовые цирконы баянгольской свиты имеют в основном хорошо выраженную осцилляторную зональность и узкий временной интервал распределения возраста (750–930 с пиком 780–820 млн лет). Оценка возраста пород питающих провинций ограничивается неопротерозоем без участия более древних кристаллических образований. Это хорошо согласуется с данными Sm-Nd изотопных исследований.

В пределах единого осадочного бассейна, который предполагался при накоплении отложений цаганоломской и баянгольской свит, невозможна столь кардинальная смена источников сноса без тектонических перестроек. Близкий состав источников сноса терригенных отложений ульзитгольской и цаганоломской свит указывает на то, что они накапливались в пределах Дзабханского континентального блока и формировались за счет рециклинга терригенных отложений, образовавшихся при разрушении гранитоидов. Это свидетельствует о существовании в позднем докембрии стабильного пассивного тектонического режима на протяжении длительного времени в пределах древнего Дзабханского континентального блока.

Накопление терригенных пород баянгольской свиты после перерыва в седиментации происходило в обширном осадочном бассейне, выходящим за пределы древнего континентального Дзабханского блока. Источниками сноса для них являлись только позднерифейские образования ювенильной коры, возможно, Дзабхан-Мандалского блока, без участия древнего корового материала. Этот сценарий возможен в том случае, если породы баянгольской свиты не связаны с отложениями докембрийского чехла Дзабханского микроконтинента, а являются «перекрывающими» отложениями, фиксирующими завершение аккреционного события в раннем кембрии. Это событие связано с амальгамацией Дзабханского континентального блока и блока(ков) позднерифейской ювенильной коры ЦАСП, где отложения баянгольской свиты перекрывают фундамент вновь образованного составного террейна. При этом отложения цаганоломской и баянгольской свит накапливались в различных осадочных бассейнах и не могут представлять собой единый осадочный комплекс, что указывает на несоответствие в установленной стратиграфической последовательности его венд-кембрийской части.

*Работа выполнена в рамках государственного задания и при финансовой поддержке РФФИ (грант 15-35-20516 мол\_а\_вед).*

### Литература

- Козаков И.К., Ковач В.П., Бибикова Е.В. и др. Позднерифейский этап формирования кристаллических комплексов Дзабханского микроконтинента: геологические, геохронологические и Nd-изотопно-геохимические данные // *Петрология*. 2014. Т. 22. № 5. С. 516–545.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Вонг Т. и др. Кристаллические комплексы нижнего докембрия Дзабханского микроконтинента Центральной Азии: возраст, источники, тектоническая позиция // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2007. Т. 15. № 2. С. 3–24.
- Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М. и др. U-Pb возраст и Sr-изотопная характеристика надтиллитовых известняков неопротерозойской цаганоломской свиты, бассейн р. Дзабхан, Западная Монголия // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2012. Т. 20. № 6. С. 28–40.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Анисимова И.В. и др. Позднерифейские щелочные граниты Дзабханского микроконтинента: к оценке времени распада Родинии и формирования микроконтинентов Центрально-Азиатского складчатого пояса // *Докл. АН*. 2008. Т. 420. № 3. С. 375–381.
- Brasier M.D., Dorjnamjaa D., Lindsay J.F. The Neoproterozoic to Early Cambrian in Southwest Mongolia; an introduction // *Geol. Mag.* 1996. V. 133. № 4. P. 365–369.
- Levashova N.M., Kalugin V.M., Gibsher A.S. et al. The origin of the Baydaric microcontinent, Mongolia: Constraints from paleomagnetism and geochronology // *Tectonophysics*. 2010. V. 485. P. 306–320.
- Macdonald F.A., Jones D. S., Schrag D.P. Stratigraphic and tectonic implications of a newly discovered glacial diamictite–cap carbonate couplet in southwestern Mongolia // *Geology*. 2009. V. 37. № 2. P. 123–126.
- Vishnevskaya I., Letnikova E., Pisareva N. et al. Chemostratigraphy of Neoproterozoic Carbonate Deposits of the Tuva–Mongolian and Dzabkhan Continental Blocks: Constraints on the Age, Glaciation and Sedimentation // *Chemostratigraphy: Concepts, Techniques, and Applications*. M. Ramkumar (Ed.). Elsevier, 2015. P. 451–487.

## ПРОБЛЕМА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ВЗАИМОСВЯЗИ СОЛЕРОДНЫХ БАССЕЙНОВ С ТЕЛЕТЕРМАЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТЬЮ

Лихоман О.А.

Саратовский государственный университет, [lihomanO@yandex.ru](mailto:lihomanO@yandex.ru)

Многими исследователями отмечена пространственная связь газовых и нефтяных месторождений, ртутных месторождений и проявлений с эвапоритовыми образованиями [Лихоман, 2013, 2014, 2014, 2015; Поярков, 1967; Сафронов, Энттелис, 1966; Тищенко, 1987].

В настоящее время трудно назвать сколько-нибудь крупный соленосный бассейн, в котором не были бы обнаружены нефтегазовые месторождения, часто весьма крупные и даже гиганты [Синичкин и др., 1974]. Почти 75% общемировых запасов газа располагаются, как правило, в пределах крупных отрицательных структур древних платформ, наложенных и унаследованных впадин молодых платформ, краевых и межгорных (рифовых) прогибов. Ловушками для нефти и газа являются синклинали, брахиантиклинальные структуры, тектонические нарушения, ограничивающие блоки и различные органогенные постройки, возникающие внутри соленосных бассейнов и по периферии области прогибания, некомпенсированного осадконакоплению на стадии, предшествующей галогенезу. С соленосными структурами, ограниченными разрывными нарушениями и выполненными различными осадочными образованиями, связана телетермальная рудоносность. В Донбассе выявлен новый тип промышленного оруденения ртути и полиметаллов, приуроченный к структурам соляных куполов, осложненных разломами, создавшими ослабленные зоны [Сафронов, Энттелис, 1966]. Ртутное оруденение контролируется разломом и опережающими его трещинами и локализуется в битуминозной кальцитом известковой диапировой брекчии, а также по трещинам, в виде прожилков и гнезд в перемятых аргиллитах. Киноварь ассоциирует с

кальцитом, доломитом, анкеритом, горным хрусталем, флюоритом, галенитом, сфалеритом, пиритом.

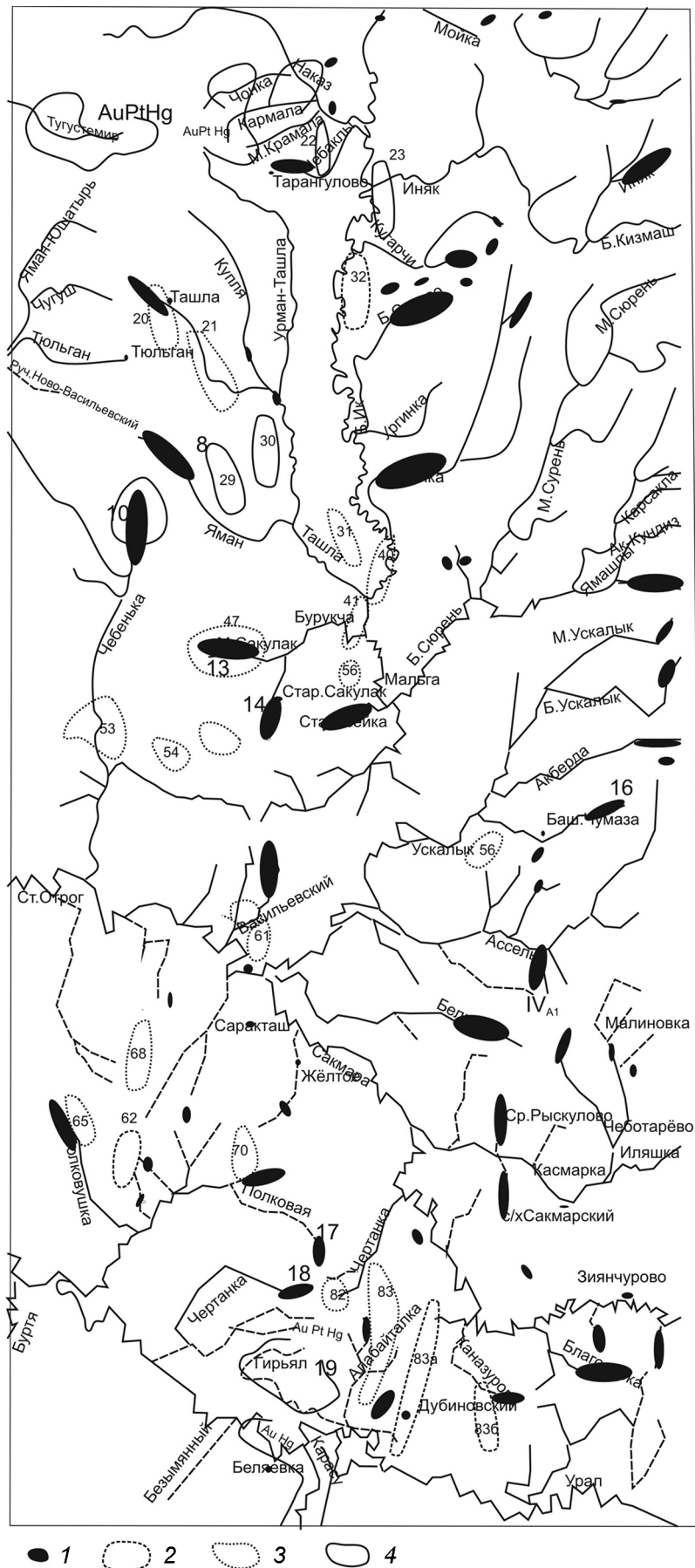
В районах активного проявления солянокупольной тектоники внутренней части бортовой зоны Прикаспийской синеклизы шлиховые ореолы рассеяния киновари выявлены в пределах соляных куполов – Озинский, Гремучинский, Марковский, Карташево-Бельский [Лихоман, 2012, 2014]. Здесь же отмечены ореолы рассеяния галенита, самородного свинца, самородного цинка, куприта, малахита, барита, пирита, марказита. Отложения кунгурского яруса в сводовых частях Озинского, Гремучинского, Марковского соляных куполов представлены каменной солью с прослоями гипсов, ангидритов и линз песков, глин, аргиллитов. В сводовых частях на размытой поверхности солей под раннетриасовыми отложениями прослежены карбонатно-сульфатные и сульфатные терригенные породы уфимского, казанского и татарского ярусов. Локальное развитие соляных куполов происходило в эпохи поднятий, наиболее интенсивные – в предтриасовое, предъюрское, предмеловое, прекачагальское время. Озинский, Гремучинский, Марковский, Карташево-Бельский соляные купола являются открытыми и тектонически активными в новейшее время. Своды куполов разбиты рядом разнонаправленных дизъюнктивных нарушений и осложнены сбросами и грабенами. В пределах Озинской солянокупольной структуры содержание ртути в литохимических, металлотриасических пробах до  $1 \times 10^{-4}\%$ , что соответствует концентрации ее на ртутных месторождениях. Совместно с ртутью в пробах наблюдаются в повышенных содержаниях молибден, свинец, медь, марганец. Близкие содержания ртути установлены в пробах с Куриловской, Поволжской, Демидовской структур.

Ртуть обладает чрезвычайно высокой подвижностью в гидротермальных щелочных растворах, а в атомарном состоянии в виде паров. Она имеет глубинное подкоровое происхождение и является продуктом дегазации магмы [Озерова, 2007; Поярков, 1967; Сауков и др., 1972; Федорчук, 1970]. Эндогенное рассеяние ртути происходит во всех частях литосферы, однако локализуются месторождения там, где имеются рудоподводящие каналы (глубинные разломы, расколы фундамента, интенсивная трещиноватость), коллекторы и зкраны. Широкое развитие разрывных нарушений и зон брекчирования в пределах солянокупольных структур указывают на возможность циркуляции рудоносных растворов и локализацию рудного вещества в благоприятной обстановке (близ поверхности в условиях низких температур и давлений, близких к атмосферному). Солянокупольные структуры, связанные с глубинными разломами, являются критериями перспектив ртутной рудоносности [Поярков, 1967].

В верховье р. Мал. Чалыкла, омывающей Марковский соляной купол, киноварь наблюдается совместно с реальгаром. Следует отметить, что на дневной поверхности реальгар наблюдается чрезвычайно редко в непосредственной близости от коренного источника, т.к. под действием дневного света разрушается. Данный минерал является постоянным спутником ртутных и сурьмяно-ртутных месторождений. Его находки в шлихах при поисках киновари расцениваются как непосредственный выход на рудное поле.

В результате многолетних поисков ртути, свинца, цинка, меди и золота на юге Предуральского прогиба в зоне развития солянокупольной тектоники подготовлен ряд участков под поисково-разведочные работы: Наказский, Абулясовский, Аскарковский, Ассельский, Белгушинский, Наказский, Тюрмановский, Средне-Рыскаловский – на ртуть, Ташлинский, Ургинский, Чумазинский, Казлаирский, Карабердинский, Чина – на ртуть, самородный свинец, Гирьяльский, Ново-Кульчумовский, Ново-Черкасский – на медь, свинец, кадмий, Ново-Гирьяльский – на платину. На отдельных участках киноварь обнаружена в коренном залегании [Тищенко, 1987]. Для этих площадей характерны интенсивные неотектонические движения.

В пределах Предуральского прогиба киноварь в шлихах в количестве от 1–5 знаков до 50–100 и более знаков наблюдается как в виде отдельно разобщенных проб, так и ореолов и полей рассеяния. Отмечается значительная группировка их в зоне сочленения Предуральского прогиба с восточной окраиной Русской платформы. Биккуловский, Янгиз-Марьевский,



Крупные и мелкие ореолы рассеяния киновари в центральной и восточной частях Предуральяского прогиба.

1 – ореолы киновари: 1 – Тугустемирский, 2 – Репьевский, 3 – Ивановский, 4 – карабердинский, 5 – Ново-Чебеньковский, 6 – Марьевский, 7 – Ново-Сакулакский, 8 – Старо-Сакулакский, 9 – Булгаковский, 10 – Чумазинский, 11 – Вязовский, 12 – Чертанский, 13 – Гирьяльский, 14 – Солицовский, 15 – Сорокамышский, 16 – Тарангульский, 17 – Кугарчинский; 2 – соляные антиклинали; 3 – дизъюнктивные мутьды; 4 – локальные поднятия

Нижне-Янгизский, Новотроицкий, Санковский ореолы рассеяния киновари в поле развития красноцветов поздней перми и триаса приурочены к одноименным соляным куполам. В бассейне р. Салмыш (западный борт Предуральского прогиба) содержание киновари в аллювии до 122 знаков, в делювии до 144 знаков и протолочных пробах из окварцованных песчаников раннеказанского подъяруса и красноцветных алевролитов позднеказанского подъяруса до 64 знаков. Размер зерен от 0.01 до 1.5 мм. Присутствие киновари в количестве 20 знаков на шлихх присуще районам со слепыми рудными телами. Количество же киновари, превышающее 20 знаков, расценивается как факт, указывающий на близость рудного тела, выходящего на дневную поверхность [Ярушевский и др., 1961]. Зерна минерала остроугольные, реже со следами окатанности. Повсеместно киноварь сопровождается баритом, марказитом, пиритом, реже малахитом, самородным свинцом, самородным цинком, золотом, галенитом, касситеритом, висмутином. На Биккуловском участке киноварь обнаружена в коренном залегании в виде тонкой вкрапленности в карбонатных прожилках, выполняющих трещины в раннеказанских переслаивающихся песчаниках, алевролитах, известняках.

В центральной и восточной частях Предуральского прогиба выделено 20 крупных: Восточно-Молокановский, Восточно-Михайловский, Майский, Тугустемирский, Репьевский, Ивановский, Карабердинский, Ново-Чебеньковский, Марьевский, Ново-Сакулакский, Старо-Сакулакский, Булгаковский, Чумазинский, Вязовский, Чертанский, Гирьяльский, Солицовский, Сарокамышский, Тарангульский, Курайлинский и целая серия мелких ореолов рассеяния киновари (рисунок). Наблюдается киноварь в виде неокатанных, угловатых, реже полуокатанных, полуугловатых обломков. Встречаются обломки кристаллов или полностью сохранившиеся кристаллы ромбоэдрического облика, сростки двух кристаллов. В шлихах с Исянгуловского участка (р. Кугарча) киноварь присутствует в виде толстых ребристых табличек неправильной формы, удлиненных пластинок с ребрами и обломанными краями, коленчато-удлиненных остроугольных зерен размером 0.7 мм.

Территориально ореолы гидротермальной минерализации приурочены к зонам разрывных нарушений, локальным поднятиям (нефтегазоносным структурам), соляным куполам, бортовым частям дизъюнктивных мульд, являющихся следствием тектонических движений диапирового характера, а линии, ограничивающие мульды, представляют нарушения (сбросы), по которым шло накопление гипсо-соляных масс кунгура. Соленосная толща кунгура в Прикаспийской впадине литологически и формационно однотипна с таковой в Предуральском прогибе и переходит в нее по простиранию. Обнаруженные в бортовой зоне впадины рифовые сооружения с уральским комплексом фауны подтверждают связь этих районов через глубокое море [Синичкин и др., 1974]. Киноварь является неустойчивым минералом в зоне гипергенеза и могла отложиться недавно. Молодой (среднеплиоценово-четвертичный) возраст структур, с которыми связаны ртутные, свинцово-цинковые проявления, доказывают влияние новейшей тектоники в вопросах образования ртути и полиметаллов. В четвертичный период широкое развитие получили процессы диапировой тектоники. В это время отчетливо вырисовываются «дизъюнктивные мульды», заложенные в миоцене.

Проведенные исследования подтверждают важность постановки вопроса взаимосвязи солеродных бассейнов с телетермальной рудоносностью [Лихоман, 2015]. Основная масса солянокупольных структур с ртутной минерализацией сосредоточена в зонах тектонических нарушений и места их пересечения служат путями поступления углеродных, серосодержащих, рудоносных флюидов различного состава. В этих зонах следует ожидать выявления локальных концентраций ртути, полиметаллов. Высокие содержания ртути в соленосных структурах объяснимы как с позиции галогенеза, так поступлением ее из подкоровых глубин. Атомы ртути, захваченные осадками из морской воды, могут служить материалом для образования месторождений. Отложение киновари в процессе галогенеза происходит из растворов ее хлористых солей под действием на них сероводорода, а также при восстановлении сернокислых солей ртути органическим веществом, с которым ртуть ассоциирует.

Ртутная и сопутствующая телетермальная минерализация восточной окраины Русской платформы и Предуральского прогиба позволяет пересмотреть металлогению регио-

нов и оценить перспективы на комплекс гидротермальных месторождений [Лихоман, 2015] Анализ проведенных исследований указывает на необходимость проведения дальнейших поисковых работ на ртуть и полиметаллы.

### Литература

- Лихоман О.А.* Актуальные проблемы металлогении ртути Южного Урала // Докл. АН. 2013а. Т. 453. № 2. С. 176–179.
- Лихоман О.А.* Влияние эндогенных факторов на формирование гидротермальных месторождений, их значение для теории образования залежей нефти и газа // Эволюция осадочных процессов в истории Земли. М.: РГУНГ, 2015. С. 210–215.
- Лихоман О.А.* О связи сульфидной минерализации с нефтегазоносностью. Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории // Материалы VII Всерос. литолог. совещ. Т. II. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013б. С. 185–188.
- Лихоман О.А.* Особенности проявления локальной геодинамики в Поволжье, их связь с нефтегазоносными структурами // Коэволюция геосфер от ядра до Космоса. Саратов: Изд-во Саратовского технического университета, 2012. С. 226–231.
- Лихоман О.А.* Структурно-минералогические особенности ртутной минерализации Южного Предуралья // Виртуальные и реальные литологические модели. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. С. 108–108.
- Озерова Н.А.* О парагенетических ассоциациях ртутных минералов и углеродистых соединений в ртутных месторождениях // Роль минералогии в познании процессов рудообразования. М.: ИГЕМ РАН, 2007. С. 248–253.
- Поярков В.Э.* О поисках, разведке и оценке ртутных месторождений // ОНТИ Каз. ИМСа, 1967. С. 45–51.
- Сауков А.А., Айдиньян Н.Х., Озерова Н.А.* Очерки геохимии ртути. М.: Наука, 1972. 336 с.
- Сафронов И.Л., Энттелис И.Д.* Новый тип промышленного оруденения ртути и полиметаллов на северо-западном Донбассе // Полезные ископаемые Украины. Киев: Наук. думка, 1966. С. 122–134.
- Синичкин А.М., Высоцкий Э.Л., Кислицын В.В.* Об использовании грунтов каменных солей для прогноза месторождений углеводородов // Геохимия и полезные ископаемые соленосных толщ. Киев: Наук. думка, 1974. С. 111–119.
- Тищенко В.А.* Геологические условия формирования и распределения россыпей в мезозойских и кайнозойских отложениях Оренбургского Урала. Дис. ... к. г.-м. н. Л.: ВНИГНИ, 1987. 247 с.
- Федорчук В.П.* Геохимические условия формирования сурмяно-ртутных месторождений Средней Азии // Очерки по геологии и геохимии рудных месторождений. М.: Наука, 1970. С. 176–190.
- Ярушевский Г.А., Гончаров А.И., Никифоров Н.А., Горяинов В.В., Арин В.С.* К методике детальных съемок ртутно-сурьмяных рудных полей Южной Ферганы, как основы для поисков скрытых рудных структур // Уч. зап. Ср. Азиат. НИИ Геологии и минер. сырья. 1961. Вып. 6. С. 49–58.

## МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ТЕФРЫ И КРИПТОТЕФРЫ В КОЛОНКАХ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НОРВЕЖСКОГО И БАРЕНЦЕВА МОРЯ

**Мамочкина А.И., Кравчишина М.Д.**

*Институт океанологии РАН, [anastasia.gusakova@gmail.com](mailto:anastasia.gusakova@gmail.com)*

Характер осадконакопления в Норвежском и Баренцевом море за период плейстоцена и голоцена значительно менялся в зависимости от климатических изменений, связанных либо с похолоданием, либо с потеплением. Одним из основных влияющих факторов может быть эксплозивный вулканизм, продуктом которого является вулканический пепел (тефра). Тефра в осадках морского бассейна несет информацию об истории и характере извержений вулканических систем, влияющих на процессы седиментогенеза, климат и экологию окру-



жающей среды. Идентификация пеплов позволяет определить возраст донных отложений, а также рассмотреть различные сценарии экологических последствий в прошлом [Деркачев, Портнягин, 2013; Сахно и др., 2010].

В донных осадках Норвежского моря были установлены многочисленные прослои вулканического пепла голоцен-плейстоценового возраста. Источниками пироклаستي в морских отложениях являются в основном вулканы Исландии острова Ян-Майен [Ерошенко, Харин, 2014]. Данные питающие провинции могут быть четко идентифицированы в донных осадках Норвежского и Баренцева моря по составу вулканических стекол. Базальт-риолитовый состав является отличительным признаком исландской пирокластики, а трахибазальт-трахитовый характерен для ян-майенских центров. Помимо этого минеральный и петрографический составы вулканитов эксплозивных центров генетически заложены в их пирокластических продуктах. Таким образом, находки пирокластики трахитового состава, а также обломков кристаллов роговой обманки, биотита, калиевых полевых шпатов, фельзитовых обломков, пемзы свидетельствует об их ян-майенском происхождении [Харин, Ерошенко, 2014]. Наиболее важным тефровым прослоем в осадках Северной Атлантики, с точки зрения стратиграфии, является так называемый Ведде пепел (последний леднекового-межледнековый переходный период (~13000–9000  $^{14}\text{Cyr BP}$ ) [Griggs, 2014; Wastegard, 2000]. Он состоит из двух различных стекол основного и кислого состава, которые, вероятно, являются продуктом извержения вулкана Катла на юго-востоке Исландии. Ведде пепел датируется 10400–10300  $^{14}\text{Cyr BP}$ .

Институтом океанологии им. П.П. Ширшова РАН в 2015 г. был организован 62-й рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш», в ходе которого нами были получены колонки донных отложений в Норвежском и Баренцевом морях. Первичное описание колонок выполнялось непосредственно на борту судна. Визуально хорошо диагностируемым при литологическом описании оказался прослой тефры в колонке 5188 (Норвежское море, глубина 3206 м,  $69^{\circ}02.667'$  с.ш. и  $02^{\circ}06.595'$  в.д.) на горизонте 389–391 см. Этот прослой представляет из себя алеврито-пелитовый ил оливково-коричневого цвета (2.5Y 4/4) с ровной, резкой, четкой границей слоя у подошвы. Тефра на этом горизонте представлена частицами алевритовой размерности, которые при растирании крошатся до пелита. В остальных колонках донных отложений Норвежского и Баренцева моря при макроописании явных следов вулканического пепла обнаружено не было. Однако, наличие криптотефры в этих ядрах осадков было подтверждено дальнейшим микроскопическим исследованием.

Уверенно пеплы голоценовых извержений диагностируются по составу минеральных ассоциаций тяжелой фракции (более 2.85 г/см<sup>3</sup>). В легкой фракции (кварц, полевые шпаты и т.д.) идентификация проводится по морфологии пепловых частиц вулканических стекол и их показателям преломления. Для этого в нашем исследовании привлекался не только материал чистых, визуально хорошо диагностируемых прослоев тефры в осадочных колонках, но и материал прослоев, содержащих пеплы в рассеянной форме. Первоначально пробу разделяли на стандартном наборе сит под струей воды. Последующие исследования выполнялись для размерных фракций крупнее 50 мкм. Морфология пепловых частиц была изучена под бинокулярным микроскопом в отраженном свете. Минеральный состав тяжелой фракции осадков размерностью 50–100 мкм определялся иммерсионным методом под поляризационным микроскопом с подсчетом не менее 300 зерен минералов.

Как было сказано выше, пока лишь в одной колонке донных отложений 5188 нами был обнаружен маломощный (3 см) прослой тефры. Микроскопическое изучение материала из этого горизонта показало, что в составе тефры преобладает бесцветное вулканическое стекло (73%) роговчато-серповидной формы, в меньших концентрациях фиксируется темное вулканическое стекло оскольчато-пузырчатой формы. Показатель преломления стекла 1.5–1.52.

В тяжелой фракции (более 2.85 г/см<sup>3</sup>) тефрового прослоя отмечается преобладание клинопироксенов над ортопироксенами, при средних содержаниях 10% и 1% соответственно. Содержание амфиболов низкое (1%). В значительных количествах присутствует эпидот

(16%) и минералы метаморфической группы 22%. Концентрация темных рудных минералов 45%, представлены преимущественно магнетитом и ильменитом.

Легкая фракция представлена в основном зернами кварца, альбита и в меньшей степени кальцита.

Таким образом, так как нами зафиксировано, что вулканические стекла в тефровом прослое колонки 5188 имеют базальт-риолитовый состав, мы относим их к Исландским вулканическим комплексам. Литературные данные (сравнение с близлежащими колонками) указывают на то, что возраст данного прослоя старше 20 тысяч лет. Дальнейшие исследования будут направлены на определение точного возраста этого прослоя методом изотопии кислорода и палеонтологическим анализом фораминифер в подстилающих и перекрывающих слоях.

Авторы признательны А.П. Лисицыну за ценные советы, Н.В. Политовой, С.М. Исаченко, В. Маркелову и экипажу НИС «Академик Мстислав Келдыш» за помощь в отборе проб.

*Исследования выполнены в рамках государственного задания Института океанологии им. П.П. Шишова РАН: проект № 0149-2014-0026 «Системное исследование процессов осадкообразования в морях России, Северном Ледовитом и Атлантическом океанах».*

### Литература

*Деркачев А.Н., Портнягин М.В.* Маркирующие прослои тефры катастрофических извержений кальдерного комплекса Немо (О. Онекотан, Курильские острова) в позднечетвертичных отложениях Охотского моря // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 5. С. 94–112.

*Ерошенко Д.В., Харин Г.С.* Эксплозивные циклы вулканизма Исландского плюма в четвертичное время // Океанология. 2014. Т. 54. № 1. С. 73–88.

*Сахно В.Г., Деркачев А.Н., Мелекесцев И.В., Разжигаева Н.Г., Зарубина Н.В.* Вулканические пеплы в осадках Охотского моря: идентификация по микро- и редкоземельным элементам // Докл. АН. 2010. Т. 434. № 2. С. 204–211.

*Харин Г.С., Ерошенко Д.В.* История Эруптивного магматизма Ян-Майенской горячей точки (Полярная Атлантика) // Вулканология и сейсмология. 2014. № 2. С. 46–64.

*Griggs A.J., Siwan M.D., Abbott P.M., Rasmussen T.L.* Optimising the use of marine tephrochronology in the North Atlantic: a detailed investigation of the Faroe Marine Ash Zones II, III, IV // Quaternary science reviews. 2014. V. 106. P. 122–139.

*Wastegard S., Wohlfarth B., Subetto D.A., Sapelko T.V.* Extending the known distribution of the younger Dryas Vedde Ash into northwestern Russia // J. Quaternary sci. 2000. V. 15 (6). P. 581–586.

## НОВЫЙ ТИП БОЛЬШЕОБЪЕМНОГО ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В СРЕДНЕ-ВЕРХНЕРИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ НА ЕНИСЕЙСКОМ КРЯЖЕ

**Мансуров Р.Х.**

*Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных  
и благородных металлов, rinman81@bk.ru*

Известно, что большая часть золоторудных месторождений Енисейского кряжа (Эльдорадо, Советское, Олимпиадинское, Титимухта, Удереysкое, Васильевское, Аяхтинское и др.) локализуется в углеродсодержащих вулканогенно-карбонатно-терригенных отложениях погорюйской, удереysкой, горбилонской и кординской свит нижнего и среднего рифея, а также в пенченгинской свите нижнего протерозоя [Сердюк и др., 2010; Совмен и др., 2009; Sazonov et al., 2010].

Завершающиеся поисковые работы на большеобъемное золотое оруденение, локализованное в углеродисто-карбонатно-терригенных комплексах позволяют прогнозировать выявление нового типа золотоносных минерализованных зон в терригенно-карбонатном структурно-формационном среднерифейском комплексе (аладынская, карточки свиты) в пределах Средне-Ишимбинской перспективной площади, расположенной в центральной части Енисейской золоторудной провинции [Мансуров, 2015].

**Методика исследований.** Методически поисковые работы осуществлялись в несколько последовательных этапов согласно принятой ЦНИГРИ методике поисков крупно-объемных золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах, успешно апробированной при поисках золоторудных объектов в пределах Верхне-Хатыннах-Олботского, Лебединского рудных узлов, Бодайбинского рудного района и др. [Иванов, 2014]. Методика включает как традиционные, так и нестандартные приемы.

На начальном этапе поисковых работ перспективная площадь изучалась серией опорных геолого-геофизических профилей с комплексом геологических (геолого-поисковые маршруты), геофизических (грави-, электро-, магниторазведка) и геохимических (литогеохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния (ВОР) (интервал опробования 50 м) исследований. Кроме того, проводились геохимические поиски по потокам рассеяния (ПР) масштаба 1:50 000. По результатам исследований первого этапа в южной части площади была выявлена рудоконтролирующая зона складчато-разрывных деформаций.

На втором этапе поисков осуществлялись геохимические поиски по ВОР (нестандартная сеть 200×20 м), проходка линий копушей глубиной 0.6–1 м со шлиховым и литогеохимическим опробованием по ВОР нижнего продуктивного слоя делювиальных отложений, геолого-поисковые маршруты масштаба 1:10 000. В результате был выделен перспективный поисковый участок с потенциально золотоносными минерализованными зонами в его пределах.

Третий этап поисков – проходка линий шурфов до коренных пород с интервалом 10–20 м между шурфами и бульдозерных расчисток глубиной 1 м с целью локализации золотоносных минерализованных зон. В шурфах производилось шлиховое, сколковое и литогеохимическое по ВОР опробование нижней продуктивной части делювия, а также бороздовое опробование коренных пород в шурфах. На этом этапе локализованы золотоносные минерализованные зоны и потенциально рудные зоны в их пределах.

Завершающий этап поисковых работ – комплекс горно-буровых работ. Наиболее минерализованные участки – потенциально рудные зоны в пределах золотоносных минерализованных зон, были вскрыты траншеями до коренных пород, а затем «подсечены» серией буровых скважин.

**Результаты исследований.** Рудоконтролирующая зона складчато-разрывных деформаций, выявленная в южной части перспективной площади, приурочена к узлу пересечения разломов нескольких направлений в зоне регионального рудоконтролирующего глубинного Ишимбинского разлома. Узел пересечения разрывов приурочен к восточному крылу антиклинали первого порядка. В геологическом строении зоны принимают участие карбонатно-терригенные отложения сухопитской серии среднего рифея: известняки, мраморизованные известняки с прослоями углеродсодержащих известковисто-глинистых сланцев свит аладынской и карточки объединенных, а также нижележащие алеврито-глинистые сланцы, алевриты с прослоями кварцитовидных песчаников и кварцитов погорюйской свиты. Зона складчато-разрывных деформаций обладает следующими основными поисковыми признаками: 1) аномалия золота в ВОР с содержанием  $\geq 0.01$  г/т; 2) высокие концентрации золота (до 0.4 г/т) в ПР; 3) в геофизических полях «распад» рисунка магнитного поля: зона разрывных нарушений субмеридионального простирания, выраженная резкими градиентами значений магнитного поля «распадается» в пределах зоны складчато-разрывных дислокаций, что служит косвенным благоприятным признаком рудного процесса; 4) наличие гидротермально измененных пород с кварцевой жильно-прожилковой, железо-магнезиально-карбонатной и сульфидной вкрапленной минерализацией.

В пределах зоны складчато-разрывных деформаций выявлена серия золотоносных минерализованных зон двух основных типов: золото-кварц-сульфидного и золото-мало-сульфидно-кварцевого. Золотоносные минерализованные зоны первого основного типа, получившие наибольшее развитие представляют собой неравномерно гидротермально-измененные окварцованные, серицитизированные, бурошпатизированные (железо-магнезиальная карбонатизация – анкерит) породы. Последние в разной степени насыщены кварцевыми, кварц-бурошпатовыми жилами и прожилками (от 2–3 до 18–20 жил и прожилков на 1 пог. м), в основном, разноориентированными, взаимопересекающимися с сульфидной (пирит, редко халькопирит) вкрапленной минерализацией до 5–7 об.% в околожильном пространстве. Вмещающие породы – отложения нижней пачки свит аладьинской и карточки объединенных, представленных известняками и углеродсодержащими известковистоглинистыми сланцами в приконтактной части с терригенной толщей погорюйской свиты. Морфологически зоны золото-кварц-сульфидного типа характеризуются сложным штокверкоподобным строением, значительной мощностью (до 300 м) и протяженностью (прослеженная протяженность более 1 км).

Зоны этого типа характеризуются следующими основными поисковыми признаками: 1) широкие (до 400 м) аномалии золота в ВОР с содержаниями  $\geq 0.03$  г/т; 2) аномалии золота в первичных ореолах с неравномерным содержанием золота от 0.1 до 4.0 г/т (мощностью от 100 м и более); 3) протяженные (более 400 м) шлиховые ореолы золота с содержанием от 8–10 знаков металла на шлиховую пробу (содержание достигает 51 знака на пробу); 4) в геофизических полях минерализованные зоны отвечают участкам резко пониженных аномалий урана, тория, калия в аэрогаммаспектрометрии (АГСМ).

Наиболее перспективной среди минерализованных зон золото-кварц-сульфидного типа является зона Центральная. Мощность зоны 280 м, протяженность превышает 800 м. Наиболее минерализованные участки – потенциально рудные зоны в пределах зоны Центральной были вскрыты горными выработками. По результатам лабораторно-аналитических работ установлено, что такие участки отвечают эпицентрам повышенных содержаний золота в первичных ореолах и в ВОР – некондиционным рудным зонам с содержаниями золота более 0.3 г/т. Мощность зон достигает 23 м, всего выделено 4 зоны. Зоны имеют субсогласную слоистости ориентировку. Визуально рудные зоны не имеют четких границ и выделяются по данным опробования. Для них характерно увеличение концентрации кварцевых прожилков (до 15–20 и более прожилков на 1 пог. м), как правило, секущих маломощных (до 1–2 мм). Околожильное пространство насыщено (на расстояние до 5–7 см от прожилков) сульфидами – тонкой ( $\leq 1$  мм) вкрапленностью пирита до 10–12 об.%. Пирит – как кубической, так и осложненных форм (кубоктаэды, пентагондодекаэды).

Минерализованные зоны второго, менее распространенного типа локализованы в терригенных отложениях погорюйской свиты (алеврито-глинистые сланцы) и приурочены к горизонтам кварцитовидных песчаников с прослоями кварцитов. Зоны представляют собой интенсивно окварцованные, бурошпатизированные (анкерит, сидерит) породы с обильной разноориентированной кварцевой жильно-прожилковой минерализацией (до 20–25 жил и прожилков на 1 пог. м) и достаточно слабой сульфидной минерализацией – вкрапленность пирита 1–2 об.%. Морфологически минерализованные зоны золото-малосульфидно-кварцевого типа представлены линейными маломощными (не более первых десятков метров) протяженными (более 1 км) продольными относительно складчатости зонами. Содержания золота в этих зонах в первичных ореолах и в ВОР, как правило, не превышают 0.1 г/т; они не представляют геолого-промышленной значимости.

Таким образом, по результатам поисковых в пределах Средне-Ишимбинской перспективной площади в центральной части Енисейской золоторудной провинции выявлен новый для региона промышленно значимый прогнозируемый тип золотого оруденения – крупно-объемные штокверкоподобные золотоносные минерализованные зоны с невысокими средними содержаниями золота, локализованные в терригенно-карбонатном структурно-формационном комплексе среднего рифея [Мансуров, 2015].

### Литература

- Иванов А.И. Золото Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы). М.: ЦНИГРИ, 2014. 215 с.
- Иванов А.И. Экспрессный метод поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах // Руды и металлы. 2014. № 1. С. 36–42.
- Мансуров Р.Х. Новый прогнозируемый тип крупнообъемного золотого оруденения в средне-рифейских карбонатных отложениях Енисейской золоторудной провинции // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2015. С. 272–275.
- Мансуров Р.Х. Новый тип золоторудных объектов на Енисейском кряже – прогнозируемое большеобъемное золотое оруденение в среднерифейских терригенно-карбонатных отложениях // Месторождения стратегических металлов: закономерности размещения, источники вещества, условия и механизмы образования. М.: ИГЕМ РАН, 2015. С. 78–79.
- Сердюк С.С., Коморовский Ю.Е., Зверев А.И. и др. Модели месторождений золота Енисейской Сибири. Красноярск: Изд-во СФУ, 2010. 584 с.
- Совмен В.К., Страгис Ю.М., Плеханов А.А. и др. Геологическое строение золоторудных месторождений и опыт геологического обслуживания сырьевой базы компании «Полус» в Красноярском крае. Красноярск: Полус, 2009. 208 с.
- Sazonov A.M., Ananyev A.A., Poleva T.V. et al. Gold-ore Metallogeny of the Yenisey Ridge: Geological-Structural Province, Structural Types of Ore Fields // Engineering & Technologies, 2010. V. 4. № 3. P. 371–395.

## ЭВОЛЮЦИЯ ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ ОБСТАНОВОК ПОЗДНЕГО АРХЕЯ-ПРОТЕРОЗОЯ: СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ

Маслов А.В.<sup>1</sup>, Подковыров В.Н.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и геохимии УрО РАН, [amas2004@mail.ru](mailto:amas2004@mail.ru)

<sup>2</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, [vpodk@mail.ru](mailto:vpodk@mail.ru)

На протяжении более 4 млрд лет наша планета и ее внешние оболочки претерпели ряд существенных трансформаций до своего современного состояния – наличия на поверхности разнообразной биосферы (Och et al., 2016 и др.). Многочисленные факты (частая встречаемость обломочного уранинита, сидерита и пирита, а также особенности изотопного фракционирования серы в осадочных породах) свидетельствуют, что ранняя Земля обладала очень низкими содержаниями O<sub>2</sub> в атмосфере (Holland, 2006). Предполагается, что концентрация кислорода в атмосфере до Великого окислительного события (Great Oxigenation Event, GOE, ~2.4<sup>1</sup> млрд лет назад) составляла ~10<sup>-5</sup> от современного уровня (PAL) (Holland, 2006). Начало указанного события маркируется окислением пирита в породах континентального блока (Canfield, 1998; Canfield, Raiswell, 1999; Konhauser et al., 2011), исчезновением из осадочной летописи обломочных RST-минералов (минералов, чувствительных к изменению окислительно-восстановительных обстановок) (Roscoe, Minter, 1993) и появлением красноцветов.

Великое окислительное событие, по мнению ряда авторов (Holland, 1984, 2002; Isley, Abbot, 1999 и др.), должно было привести к умеренной вентиляции глубоких слоев океана, что обусловило завершение процессов интенсивного накопления железистых кварцитов ~1.8 млрд лет назад. Согласно другой точке зрения (Canfield, 1998) глубокие слои океана после GOE характеризовались распространением аноксических сульфидных/эвксинных обстановок, так как рост содержания O<sub>2</sub> в атмосфере привел к увеличению поступления в океан сульфатов и увеличению масштабов сульфат-редукции (Canfield, Raiswell, 1999; Habi-

<sup>1</sup> По современным оценкам временные рамки GOE определяются как 2.47–2.32 млрд лет (Partin et al., 2015), однако эти представления разделяются не всеми.

cht et al., 2002; Strauss, 2004). Предполагалось, что эвксинные обстановки с теми или иными перерывами существовали в глубоких слоях океана вплоть до границы неопротерозоя и кембрия (Canfield et al., 2008; Gill et al., 2011), а возможно и несколько дольше. Последующие широкомасштабные исследования в большинстве случаев не подтвердили многие из первоначальных представлений об «океане Канфильда», напротив, в последнее время число фактов, указывающих на то, что для среднепротерозойских океанов были характерны железистые обстановки при ограниченной роли эвксинных, становится все больше (Planavsky et al., 2015 и др.). Появились точки зрения о том, что редокс-градиенты в океане, возможно, были более сложными: аноксические/сульфидные воды могли быть приурочены к умеренным глубинам континентальных границ, ниже которых доминировали аноксические/железистые воды (Poulton et al., 2010; Li et al., 2010; Poulton, Canfield, 2011).

Геохимические данные показывают, что после GOE на протяжении примерно 100 млн лет внешние оболочки нашей планеты были существенно более окисленными (Planavsky et al., 2012; Partin et al., 2013a). Подтверждением сказанному является крупнейшая в истории Земли положительная аномалия изотопного состава углерода ( $\delta^{13}\text{C}$  до +10...+12‰) (т.н. событие Ломагунди), имевшее место 2.3–2.1 млрд лет назад (Karhu, Holland, 1996). Событие Ломагунди привело к поступлению в атмосферу возможно в 20 раз большего количества  $\text{O}_2$ , чем в настоящее время (Karhu, Holland, 1996). Часть его была израсходована на окисление пород континентальной коры (Konhauser et al., 2011; Kump et al., 2011), остальная часть накопилась в атмосфере и в океане (Partin et al., 2013). Не исключается, что ощутимые подъемы и падения уровня  $\text{O}_2$  у поверхности Земли происходили на протяжении всего протерозоя, приводя тем самым и к вариациям степени окисленности океанов (Planavsky et al., 2015). В результате GOE поток растворенного U и RST-элементов (в основном халько- и сидерофильных) с континентов в океаны должен был существенно увеличиться.

Считается, что в начале протерозоя концентрация  $\text{O}_2$  в атмосфере составляла уже ~1–10% PAL (Holland, 2006), но некоторыми авторами эта оценка рассматривается как минимальная. Верхний предел концентрации  $\text{O}_2$  в атмосфере для середины протерозоя (1.8–0.8 млрд лет назад) мог достигать ~40% PAL (Canfield, 2005). Анализ флуктуаций степени обогащения черных сланцев U позволяет предполагать, что обстановки с несколько повышенным содержанием  $\text{O}_2$  в атмосфере во время GOE сменились в середине протерозоя менее окислительными (Partin et al., 2013).

В результате GOE химический состав морской воды и редокс-архитектура океанов сильно изменились (Partin et al., 2015). Окисление пород континентальных блоков, содержащих большое количество сульфидов, привело к массовому поступлению сульфатов и RST-элементов в океан (Holland, 1984; Scott et al., 2014; Konhauser et al., 2011). По мнению (Canfield, 1998), именно масштабный привнос сульфатов с континента привел к росту изотопного фракционирования серы в океане между 2.4 и 2.3 млрд лет. Предполагается также, что после роста во время GOE, содержание  $\text{O}_2$  в атмосфере в той или иной мере могло поддерживаться крупными и длительными циклами фоссилизации  $\text{C}_{\text{орг}}$ . Окисление сформированного во время события Ломагунди  $\text{C}_{\text{орг}}$  привело к уменьшению количества  $\text{O}_2$  в атмосфере и распространению аноксических обстановок. По мнению (Canfield, 1998; Canfield et al., 2013 и др.), эти обстановки имели эвксинный характер, по мнению (Bekker et al., 2010 и др.), они были, скорее, железистыми, по крайней мере в период от 1.93 до 1.88 млрд лет, когда вновь происходит масштабное накопление железистых кварцитов (Rasmussen et al., 2012), сопровождавшееся сдвигом  $\text{Fe}^{2+}$  в близбереговые обстановки при низкой концентрации  $\text{O}_2$  в атмосфере (Holland, 2003; Canfield, 2005). Отсутствие существенных накоплений сульфатов в осадочных толщах моложе 2.1 млрд лет (Schuëder et al., 2008; Scott et al., 2014) дает основания предполагать снижение их концентраций в морской воде среднего протерозоя. Редокс-статус океана от ~2.06 до 1.88 млрд лет все еще плохо понятен; некоторые исследователи считают, что океан вернулся в это время к стадии низкого окисления (Partin et al., 2015).

Так как средний протерозой характеризовался в целом низким содержанием  $\text{O}_2$  в атмосфере и океане, это, как и малое количество питательных веществ, могло в существен-

ной степени препятствовать росту количества и разнообразия ранних эвкариот (Planavsky et al., 2015). В то же время достаточно сложное распределение эвкариот в мезопротерозое может отражать достаточно пеструю картину/структуру редокс-характеристик океана (Gilleaudeau, Kah, 2015). Возможно, что дистальные части шельфов и более глубокие области морских/океанических бассейнов в мезопротерозое являлись аноксическими железистыми (Poulton et al., 2010; Planavsky et al., 2011; Scott et al., 2012) или даже эвксинными (Shen et al., 2003; Poulton et al., 2004). Однако такие факты, как повышенные вариации изотопного состава углерода (Kah et al., 1999; Frank et al., 2003), рост концентраций сульфатов в морских бассейнах (Kah et al., 2004), появление в геологической летописи морских гипсов (Kah et al., 2001), увеличение окислительного цикла серы (Johnston et al., 2005b; Parnell et al., 2010) и ряд других, свидетельствуют об умеренном росте содержания  $O_2$  в биосфере в позднем мезопротерозое. Это, в свою очередь, могло привести к увеличению количества питательных веществ, содействуя диверсификации эвкариот в прибрежных обстановках (Anbar, Knoll, 2002).

Анализ вариаций значений различных индикаторов окислительно-восстановительных обстановок в мезопротерозойских глинистых сланцах (Shen et al., 2003; Planavsky et al., 2011; Sperling et al., 2014; Gilleaudeau, Kah, 2015) показывает существенную гетерогенность редокс-характеристик рассматриваемого интервала времени. Так, по данным (Shen et al., 2003; Gilleaudeau, Kah, 2015), в отложениях серии Roper, Австралия, (~1.4 млрд лет) переход от шельфовых отложений к бассейновым сопровождается сменой окислительных обстановок эвксинными. Напротив, в публикации (Sperling et al., 2014), описаны достаточно глубоководные (ниже базиса штормового волнения) отложения калтасинской свиты (верхи нижнего рифея), Россия, накапливавшиеся в преимущественно окислительных обстановках.

По мнению (Gilleaudeau, Kah, 2015), гетерогенность окислительно-восстановительных обстановок в мелководных океанах могла иметь фундаментальное значение для эволюции ранних эвкариот. Известно, что акритархи мезопротерозоя обнаруживают снижение количества и разнообразия видов при переходе от прибрежных зон к более глубоким частям бассейна (Buick, Knoll, 1999; Javaux et al., 2004 и др.). Кроме того, шельфовые отложения одних бассейнов содержат многочисленные находки эвкариот и многоклеточных водорослей (Butterfield, 2000; Knoll et al., 2006), тогда как в других отсутствуют даже биомаркеры эвкариот (Brocks et al., 2005; Blumenberg et al., 2012). Возможно, что вариации редокс-обстановок в мелководных эпиконтинентальных морях мезопротерозоя, градиенты «доступности сульфата», хемоклин, положение которого контролировалось глубиной проникновения волн, присутствие на шельфах, в том числе и эвксинных обстановок, могли являться факторами, ограничивавшими распространение и диверсификацию ранних эвкариот (Gilleaudeau, Kah, 2015).

Поздний протерозой в отличие от мезопротерозоя возможно один из наиболее ярких периодов биогеохимических изменений в истории Земли (Canfield, 2005; Lyons et al., 2012; Knoll, 2014; Planavsky et al., 2015). Общеизвестно, что это время существенных климатических вариаций (в том числе ряда низкоширотных оледенений), приведших к отчетливым вариациям изотопного состава углерода. С этим периодом времени связаны также эволюция и диверсификация эвкариот, появление метазоа, реорганизации приповерхностных океанических и бентосных экосистем и обстановок. Считается, что именно в позднем протерозое появились первые обратные связи, регулировавшие биогеохимическую цикличность на поверхности Земли. С этим временем совпадает также смена общего характера морских окислительно-восстановительных обстановок, и рост содержания кислорода в поверхностном слое океана (Lyons et al., 2014; Thomson et al., 2014).

Неопротерозойское окислительное событие в неопротерозое-кембрии (Shields-Zhou, Och, 2011; Och, Shields-Zhou, 2012) привело к новому масштабному поступлению  $O_2$  в глубокие слои океана. Наиболее обосновано его приуроченность к эдиакарию (Le Guerrouy et al., 2006; Canfield, Teske, 1996; Johnston et al., 2005; Canfield et al., 2007; 2008; Scott et al.,

2008; Sahoo et al., 2012). Так, в соответствии с представлениями (Sahoo et al., 2012), высокие уровни обогащения Mo аноксических морских осадков, накопившихся после оледенения Марино (~632 млн лет назад), указывают на существенное окисление в это время океана и, возможно, атмосферы. К сходным выводам приводит анализа степени изотопного фракционирования серы между сосуществующими сульфидами и сульфатами (Fike et al., 2006), а также данные о низких величинах в это время отношения  $Fe_{HR}/Fe_T$  (Canfield et al., 2007).

Содержание  $O_2$  в атмосфере в конце неопротерозоя составляло, по всей видимости, выше 15% PAL (Canfield et al., 2007), а в фанерозое в целом варьировало от 70% до 170% PAL (Bernier, 2009). В раннем палеозое эти цифры могли быть меньше (20–60% PAL) (Bergman et al., 2004).

В ряде работ на основании данных о формах Fe, распределении RST-элементов и изотопном составе C, S и N высказано предположение, что глубокие слои океана в эдиакарии были широко оксигенированы (Canfield, 1998; Fike et al., 2006; Scott et al., 2008; Ader et al., 2014). Однако, другие авторы, базируясь также на геохимических данных, предполагают существование в это время редокс-стратифицированного океана (Canfield et al., 2008; Shen et al., 2008; Ader et al., 2009; Li et al., 2010; Jiang et al., 2011; Poulton, Canfield, 2011; Fan et al., 2014; Lenton et al., 2014; Chen et al., 2015; Wood et al., 2015). Только на примере формации Doushantuo в последние годы предложено несколько альтернативных моделей окислительно-восстановительных обстановок эдиакария. В одних предполагается существование метастабильной зоны эвксинных вод, чередующихся с аноксическими водами открытого глубокого океана на шельфе и склоне (Li et al., 2010; Wang et al., 2012; Fan et al., 2014). В других обосновывается наличие редокс-стратифицированных шельфовых обстановок соседствующих с океаном, в котором ниже тонкого окисленного слоя присутствуют воды со свободным  $H_2S$  (Jiang et al., 2007, 2011).

Дефицит  $O_2$ , присутствие токсичного  $H_2S$  и низкие концентрации Mo, Cu и Zn, элементов играющих важную роль в метаболизме многих живых организмов, в существенной степени ограничивали, по-видимому, в эдиакарии и распространение эвкариот (Anbar, Knoll, 2002; Li et al., 2010; Sperling et al., 2013). Доминирование последних в морских экосистемах начинает быть хорошо выраженным только во время «кембрийского взрыва» (Butterfield, 2007; Lenton et al., 2014). Считается (Stanley, 1973; Vermeij, 1994; Bottjer et al., 2000; Payne et al., 2009; Higgins et al., 2009; Sperling et al., 2013; Mangano, Buatois, 2014 и др.), что многие важные биотические события (например, увеличение размеров тел живых существ, активный образ передвижения, появление биотурбации и карбонатной биоминерализации) были связаны в конце эдиакария–начале кембрия с ростом содержания  $O_2$  в атмосфере и/или широким окислением вод океана. Однако, существующие в литературе оценки редокс-обстановок раннекембрийских океанов, особенно их глубоких частей, все еще противоречивы. Ряд авторов (Wen et al., 2011; Sperling et al., 2013; Partin et al., 2013) допускает широкую их оксигенацию, другие (Canfield et al., 2008; Wille et al., 2008) считают возможным продолжение существования обстановок, богатых  $Fe^{2+}$  или  $H_2S$ . Высказано также мнение о том, что концентрация  $O_2$  в океане оставалась низкой вплоть до середины палеозоя (Dahl et al., 2010).

Исследование новых изотопных систем (Fe, Mo, Cr, Se и др.), представляющее сегодня своеобразный mainstream изотопной геологии, мотивировано в существенной степени палеоокеанографическими исследованиями (Anbar, Rouxel, 2007). Десятилетиями работы палеоокеанографов концентрировались вокруг традиционных стабильных и радиогенных изотопов, позволяющих, так или иначе, судить о палеотемпературах вод бассейнов прошлого, океанической циркуляции, гидротермальной активности, особенностях процессов выветривания и др. Новые изотопные системы и, в первую очередь, переходные металлы, дают возможность реконструировать химический состав воды в океане и его эволюцию во времени, получить информацию о первичной продуктивности палеоокеана и ряде других его характеристиках, о которых в недалеком прошлом не приходилось и мечтать. Однако, как и всегда, решающее значение для получения полной картины эволюции состава океана



и атмосферы во времени должно иметь использование мультииндикаторного подхода (Scott et al., 2008).

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проекты 15-05-01512 и 14-0500415).*

## РЕТРОСПЕКТИВНАЯ МОДЕЛЬ СЕДИМЕНТАЦИИ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ И КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ ПОЗДНЕГО ДЕВОНА – НИЖНЕГО КАРБОНА НА ОСТРОВЕ СЕВЕРНЫЙ АРХИПЕЛАГА НОВАЯ ЗЕМЛЯ

Матвеев В.П., Тарасенко А.Б.

*Национальный минерально-сырьевой университет «Горный»,  
wmatveev@mail.ru, etele1@ya.ru*

В позднем палеозое северную оконечность архипелага Новая Земля занимала Северо-Новоземельская структурно-формационная зона (СФЗ). В ее пределах выделены две структурно-формационных подзоны (СФПЗ): Споронаволоцкая и Русскогаванская. В работе рассматривается геологическое строение Русскогаванской СФПЗ в интервале от верхнего девона до нижнего карбона.

Русскогаванская СФПЗ протягивается с юго-запада на северо-восток вдоль побережья Баренцева моря. На юге она ограничена Горбовыми островами (острова Берха, Личутина и др.), а на севере – заливом Русская Гавань. Геологические исследования на данной территории проводились в 1930-е гг. М.М. Ермолаевым и А.А. Петренко. В 1980-е гг. здесь осуществлялась геологическая съемка 1:200 000 масштаба Новоземельской партией ПМГРЭ. В работе использованы полевые материалы В.П. Матвеева и Ю.М. Симонова.

С позднего девона по ранний карбон на архипелаге Новая Земля происходит перестройка структурного плана. Активность тектонических движений отражена в большом количестве стратиграфических подразделений – их выделено около двадцати. Стратиграфические схемы разрабатывались на основе изучения органических остатков: Д.В. Наливкиным установлены подразделения Общей шкалы, Б.С. Милорадовичем и С.В. Черкесовой – региональные горизонты, а схемы на основе био- и литостратиграфических методов построены Н.Н. Соболевым [Соболев, Щеколдин, 1982] и В.П. Матвеевым [1998]. В результате оказались хорошо охарактеризованы две группы разрезов: карбонатного шельфа (по бентосной фауне) и глубоководного бассейна с конденсированным осадконакоплением (по нектонной фауне). Известные на площади архипелага разрезы переходного типа не вошли в местную стратиграфическую схему по причине их сложного тектонического строения, очень редких находок нектонной фауны и неизученности планктонных групп организмов. Для их стратиграфической характеристики в работе использован структурно-генетический метод [Шишлов, 2010].

Разрез интервала представлен карбонатными отложениями (личутинская толща верхнего фамена) и кремнисто-черносланцевой толщей (рогачевская свита турне-нижнего визе). Выходы **личутинской толщи** находятся на южном берегу одноименного острова и на острове Берха. Контакт с подстилающей воронинской свитой тектонический. Видимая мощность личутинской толщи около 150 м. Ее возраст установлен по положению в разрезе. Личутинская толща имеет двучленное строение, при этом в ее составе можно выделить семь пачек.

Нижняя часть толщи (пачки 0-4) сложена преимущественно карбонатными породами: темно-серыми до черных тонко-мелкозернистыми мелко-среднеплитчатыми доломитизированными известняками и доломитами. В ее верхней части появляются редкие прослои черных углеродистых и известковистых аргиллитов, линзы фтанитов.

Среди известняков пачек 0-2 выделяются следующие литологические разности: микросугустково-комковатые, водорослевые, детритовые пакстоуны и грейнстоуны. Органические остатки немногочисленны и представлены детритом или целыми раковинами брахиопод, фораминифер, члениками криноидей, водорослями. Слоистость в толще как градационная флишеподобная, так и тонкая ламинационная. Осадки пачек 0-2 накапливались на фоне активного погружения шельфа карбонатной платформы. Обстановки осадконакопления на площади изменялись от прибрежно-мелководных к глубоководным.

Пачка 3 состоит из трех ритмов, в основании которых залегают микролинзовидно-слоистые спаритовые известняки с единичными члениками криноидей или мелко-средне-плитчатые органогенно-обломочные брахиоподово-криноидно-остракодовые известняки с градационной слоистостью. В верхней части ритмов появляются черные пиритизированные аргиллиты с высоким содержанием органического вещества (ОВ), с тонкими прослоями известковистых аргиллитов. В разрезе доминируют ритмы карбонатных турбидитов. Во время эпизодических перерывов карбонатакопления происходило образование сажистых аргиллитов в застойных восстановительных условиях в западинах активно погружавшейся впадины.

Пачка 4 в разрезе выделяется по преобладанию пластов средне-крупноплитчатых спаритовых криноидно-детритовых известняков – грейнстоунов. Соотношение пород в пачке следующее: известняки 50%, кремни 30%, аргиллиты – 20%. При этом отчетливо выделяются три ритма, в нижней части которых отмечены грейнстоуны с конкрециями и линзами кремней, с прослоями тонкоплитчатых детритовых вакстоунов, а в верхней – тонкоплитчатых и листоватых сажистых углеродистых аргиллитов, с прослоями тонкоплитчатых известняков. Кремни преобладают у кровли пачки и обозначают ее границу.

Последовательность пород в пачках 0-4 (снижение доли карбонатов, увеличение содержания углеродистых аргиллитов и кремней) указывает на трансгрессивную направленность процессов осадконакопления с постепенным смещением обстановок формирования отложений от мелководного шельфа к склону карбонатной платформы и к глубоководной впадине. Массовые скопления микрофоссилий, найденные в сланцах, видимо образовывались у основания склона платформы. Максимально высокое стояние уровня моря отвечает верхней части пачки 4.

Верхняя часть личутинской толщи (пачки 5, 6) сложена известняками и аргиллитами с подчиненными прослоями и линзами кремней. Пачка 5 состоит из пяти ритмов. В строении ее нижней части (ритмы 1-3) проявляется следующая тенденция: увеличение количества и мощности прослоев аргиллитов от ритма к ритму, снижение их известковистости и увеличение содержания ОВ. При этом постепенно сокращается мощность карбонатных пород, залегающих в основании каждого ритма. В верхней части пачки (ритмы 4 и 5) наблюдается резкое увеличение мощности известняков в основании ритмов. К кровле пачки известняки и известковистые аргиллиты полностью замещаются кремнями и сажистыми аргиллитами. Строение пачки отражает трансгрессивно-регрессивный характер процесса осадконакопления в глубоководном бассейне. Наиболее низкому стоянию уровня моря отвечало накопление массивных известняков нижней части ритма 4, а наиболее высокому – формирование кремнисто-глинистых отложений, обогащенных ОВ, верхней части ритма 5.

Пачка 6 представлена тремя ритмами, в основании которых залегают окремненные тонкоплитчатые микрослоистые доломиты или тонкоплитчатые известняки, в верхней части – окремненные аргиллиты с тонкими прослоями детритовых известняков. Ритмичное строение пачки обусловлено повторяемостью процессов фоновое накопления карбонатных и силикатных илов в обстановках низкодинамичного глубоководья. При этом снижение количества и мощности прослоев известняков и преобладание в верхней части разреза кремнистых аргиллитов свидетельствует о развитии начавшейся трансгрессии.

Над породами личутинской толщи без видимого несогласия залегают турнейско-нижневизейская черносланцевая *рогачевская свита*. Она имеет региональное распространение на архипелаге. Ее слагают кремнистые углеродистые аргиллиты, нередко пиритизирован-

ные. Аргиллиты содержат прослои фтанитов, радиоляритов, тонкие (до 20 см) прослои битуминозных известняков, характерны и карбонатные мегаконкрекции, которые служат корреляционным региональным уровнем. Мощность свиты около 100 м. Рогачевская свита имеет ритмичное строение. В разрезе на острове Личутина снизу вверх она представлена тремя пачками (7–9).

Пачка 7 состоит из трех ритмов: в основании первых двух залегают кремни и радиоляриты с прослоями окремненных аргиллитов. В нижней части третьего ритма отмечены микрокристаллические среднеплитчатые доломиты с прослоями кремней и окремненных аргиллитов, а в верхней присутствуют карбонатные мегаконкрекции. К кровле каждого ритма увеличивается количество и мощность прослоев аргиллитов, а кремней сокращается. Фоновое накопление кремнистых радиоляриевых илов протекало в глубоководной обстановке и прерывалось поступлением пелитовых осадков со склона палеоструктуры. Осадки третьего ритма накапливались на фоне кратковременной регрессии из карбонатной взвеси, которая поступала с шельфа.

Пачка 8 состоит из трех частей. В ее основании залегают радиоляриты и фтаниты с единичными тонкими прослоями черных окремненных аргиллитов с редкими радиоляриями. Выше преобладают кремнистые углеродистые аргиллиты с линзами тонкокристаллического доломита с рассеянным ОВ и фтаниты с прослоями окремненных аргиллитов, а у кровли появляются окремненные углеродистые микритовые известняки с прослоями радиоляритов. Кремненакопление шло в застойной восстановительной обстановке глубоководной впадины на фоне высокого стояния уровня вод. Возобновление активного водообмена в бассейне происходило эпизодически и фиксируется по обилию накопления раковин радиолярий.

Породы пачки 9 образуют семь ритмов. К нижней части пачки 9 приурочен «трансгрессивный максимум» колебаний уровня моря, который фиксируется в слое насыщенных радиоляритов. Последовательность литолого-генетических типов пород пачки от радиоляритов и фтанитов в основании каждого ритма, к черным сажистым окремненным аргиллитам вверху, свидетельствует о циклической направленности процесса осадконакопления в которой фоновая пелагическая кремнистая седиментация сменяется гемипелагической черносланцевой.

Максимум «регрессии» фиксируется в подошве горбовского рифового комплекса виле-нижнего башкира, перекрывающего маломощную пачку 10 переслаивания известняков мелкозернистых микрослойчатых с прослоями ОВ с остатками радиолярий и мелкообломочных спаритовых известняков рогачевской свиты.

Накопление осадков личутинской толщи и рогачевской свиты происходило циклично под влиянием активных тектонических движений на фоне трансгрессивно-регрессивных колебаний уровня моря. Личутинская толща сформировалась в течение одного цикла, времени накопления рогачевской свиты отвечает второй цикл. Максимумы трансгрессий циклов определяются по появлению или максимальному развитию кремней, радиоляритов, а максимумы регрессий – по пластам известняков. Трансгрессивные максимумы циклов (кремнистые породы верхней части пачки 4 и нижней части пачки 9) и регрессивные максимумы (известняки пачки 5 и пачки 10) имеют корреляционный потенциал. Они могут быть идентифицированы по всей территории Северно-Новоземельской СФЗ и обеспечить сопоставление частных разрезов.

Анализ вещественного состава разреза с учетом режимов циклогенеза указывает на то, что уже с позднего фамена бассейн переходит в демиссионный режим осадконакопления [Романовский, 1985]. Его базис седиментации приобретает отчетливую тенденцию к понижению с максимумом в позднеюрнейском веке, а направленность эвстатических изменений уровня не имеет определяющего значения для характера осадконакопления, что видно из сравнения кривой, выстроенной авторами, с кривой Россов [Ross, Ross, 1988]. В последней четко прорисовывается регрессивная фаза от среднего фамена к границе девона-карбона, трансгрессивная фаза с максимумом на среднетурнейское (черепетское) время,

с регрессией к окончанию турнейского века и новым подъемом уровня к позднему визе. Для очертаний кривой характерна симметричная форма. Резко асимметричную форму имеет очертание трансгрессивно-регрессивной кривой, выстроенной авторами. Регрессивная фаза развивается в пределах одной пачки, мощность которой первые метры. И если положение ранневизейской регрессии в разрезе очевидно, то понижение уровня на границе девонских и каменноугольных отложений, хорошо заметное на кривой Россов, в разрезе не столь определено. Неявно проявляются изменения уровня Мирового океана и в турнейской части разреза. Они более отчетливы и коррелируют с кривой Россов в мелководной части бассейна в Спорнаволоцкой СФПЗ [Матвеев, 2013].

Такое строение разреза определяет демиссионный режим базиса седиментации и инь-ективно-хроногенный тип циклогенеза. Данный тип реализуется при образовании глубоководных океанических циклов с турбидитами и при формировании некоторых разновидностей карбонатного флиша. Диагностика отложений этого типа требует тщательного изучения разреза: наблюдений за слоевыми поверхностями, слоевыми текстурами, микроструктурой и т.п. с целью определения автохтонных и аллохтонных групп слоев. Без точной диагностики этих параметров структурно-генетический метод может давать существенные ошибки. Тогда стратиграфическая корреляция разрезов вновь должна будет подтверждаться био-стратиграфическим методом.

#### Литература

*Матвеев В.П.* Стратиграфия и брахиоподы каменноугольных отложений Острова Северный архипелага Новая Земля. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: СПб ГГИ (ТУ), 1998. 19 с.

*Матвеев В.П.* Литогенетический анализ цикличности нижнекаменноугольных отложений на о-ве Северный архипелага Новая Земля // Осадочные бассейны седиментации и постседиментационные процессы в геологической истории. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. С. 257–261.

*Романовский С.И.* Динамические режимы осадконакопления. Циклогенез. Л.: Недра, 1985. 263 с.

*Соболев Н.Н., Щеколдин Р.А.* Унифицированная региональная схема верхнедевонских отложений Новой Земли // Геология Южного острова Новой Земли. Л.: Севморгеология, 1982. С. 5–24.

*Шшилов С. Б.* Структурно-генетический анализ осадочных формаций. СПб.: Изд-во СПбГИ, 2010. 276 с.

*Ross C.A., Ross J.R.P.* Late Paleozoic transgressive-regressive deposition // Sealevel changes: an integrated approach. SEPM Spec. Pub. 1988. V. 42. P. 227–247.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТУРНЕЙСКОЙ И НИЖНЕВИЗЕЙСКОЙ ДОМАНИКОИДНОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ В ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЕ

**Мачулина С.А.**

*Институт геологических наук НАН Украины, svtgeo@mail.ru*

Днепровско-Донецкая впадина (ДДВ), которая в своей основе представляет собой палеорифт входит в состав Сарматско-Туранского линеамента, расположенного на Восточно-Европейской платформе. От Воронежской антеклизы ДДВ отделяется глубинным Барановичско-Астраханским разломом, а от Украинского щита – Припятско-Маньчским глубинным разломом. Северо-западной границей ДДВ можно считать Брагинско-Лоевскую седловину, а на юго-востоке – область варисских складчатых сооружений [Геология..., 1989а]. Кристаллический фундамент ДДВ архейского и протерозойского возраста перекрывается осадочным чехлом палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений. Самыми древними палеозойскими породами в ДДВ являются средне- и верхнедевонские образования в составе эйфельского и живетского, франского и фаменского ярусов. Наиболее раннее доманикоид-

ное осадконакопление отмечается во франском веке и описано в ряде работ [Балуховский, 1966; Разницин, 1974; Хоменко, 1986; Лукин, Савченко, 1977; Мачулина, 2014].

В ДДВ характерной особенностью осадконакопления в нижнем карбоне является последовательное изменение состава отложений с юго-востока на северо-запад от глинисто-карбонатных и карбонатных морских толщ к сероцветным терригенным прибрежно-морским и лагунным до пестроцветных континентальных. Турнейские отложения в центральной части ДДВ имеют, преимущественно, терригенно-карбонатный состав. В юго-восточной части впадины преобладают карбонатные породы, которые сформировали обширную шельфовую зону, где развиты нефтегазоносные органогенные постройки – Богатойская, Мачехская, Малосорочинская и др. В приосевой и осевой зонах впадины, исходя из данных сейсморазведки, распространены карбонатно-глинистые морские отложения. В бортовых зонах Сребненского прогиба центральной части ДДВ и в северо-западной части впадины синхронно отлагались пестроцветные терригенные породы наземных и дельтовых фаций. В нижне-среднетурнейское время (зоны  $C_1^b$ -с Донбасса) доманикоидный тип осадконакопления существовал, преимущественно, на юго-востоке впадины. Здесь накапливалась аргиллито-известняковая толща мощностью до 320 м, в которой ближе к осевой зоне преобладали темноцветные глинистые битуминозные детритово-шламовые известняки и черные гидрослюдистые аргиллиты.

В верхнетурнейское время (зоны  $C_1^d$ ,  $C_1^a$  Донбасса) доманикоидное осадконакопление происходило восточнее меридиана Яблуновской площади в приосевой зоне ДДВ (Сребненский и Ждановский прогибы, Карлавская впадина) и на крайнем юго-востоке впадины (Миргородско-Затышнянская структурно-фациальная зона), где располагался депрессионный морской и, вероятно, некомпенсированный, относительно глубоководный бассейн с глубинами около 200–300 м [Геология..., 19896]. Общая мощность отложений верхнетурнейского подъяруса составляет от 0 до 200–450 м.

На различных горизонтах турне и девона, а также докембрийских породах фундамента, трансгрессивно залегают отложения визейского яруса. В начале визейского века во время очередной трансгрессии моря шельфовая карбонатная зона продвинулось еще дальше на северо-запад впадины. Среди визейских отложений преобладают породы морского генезиса (известняки, аргиллиты, алевролиты, песчаники), среди которых выявлены нефтегазоносные рифы и биогермы – Новониколаевский, Кампанский, Селюховский и др.

Ранневизейская литолого-палеогеографическая зональность была несколько шире поздне-турнейской. Наиболее глубоководная депрессия существовала в приосевой зоне юго-восточной части ДДВ, где могли накапливать осадки доманикоидного облика, и менее глубоководная – в пределах Сребненско-Лохвицкой структурно-фациальной зоны. Здесь глубокими скважинами вскрыт кремнисто-карбонатно-глинистый тип разреза. В пределах южной прибортовой зоны ДДВ распространены карбонатные породы мелководно-шельфовой фации. Это разнообразные биоморфные, биоморфно-детритовые известняки мощностью до 180–220 м. При переходе шельфовых фаций известняков в депрессионные выявлены многочисленные рифогенные массивы. На северо-западе ДДВ в это время располагалась аллювиально-наземнодельтовая равнина. В условиях периодического заболачивания здесь накапливались каолиновые глины, кварцевые песчаники, углистые глины и угли. В прибортовых и краевых зонах разломов наблюдается замещение нижневизейской известняковой «плиты» маломощной (15–40 м) пачкой переслаивания темносерых окремненных известняков с прослоями глин, серых кварцевых песчаников с углистыми пропластками.

Необходимо отметить явление диахронности известняков визейской «плиты», что обусловлено продвижением ранневизейской трансгрессии с юго-востока на северо-запад при неравномерным прогибанием и расчлененном рельефе дна бассейна. Так, в юго-восточной части ДДВ, например, на Руденковской площади возраст карбонатной «плиты» турнейско-ранневизейский (XV–XIV м.г.), а на территории Сребненского прогиба (Волошковская, Белоусовская, Хортицкая площади и др.) – средне-, раннепоздне-визейский или бобриковско-тульский (XIII–XII м.г.).

Сведения о генерационном потенциале турнейского и нижневизейского нефтегазоносных комплексов приведены в работах [Шевченко, Сирота, 1983], где при значениях смешанного типа РОВ – 1–3.0% он оценивается  $\sim 325 \times 10^3$  жидких и  $2000 \times 10^3$  т газообразных УВ на 1 км<sup>3</sup>. Оценить вклад непосредственно доманикоидных толщ в общий генерационный потенциал турне-нижневизейского нефтегазоносного комплекса не представляется возможным по причине отсутствия бурения на эти отложения в центральной части ДДВ, массовых определений содержания органического углерода доманикоидных пород, достоверной их корреляции и распространения во впадине.

### Литература

- Балуховский Н.Ф.* Геологические циклы. Киев: Наук. думка, 1966. 167 с.
- Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Нефтегазоносность. Киев: Наук. думка, 1989а. 204 с.
- Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Глубинное строение и геотектоническое развитие. Киев: Наук. думка, 1989б. 208 с.
- Лукин А.Е., Савченко В.И.* Основные черты строения и перспективы нефтегазоносности нижнего фанера северо-запада Днепровско-Донецкой впадины // Геология, методы поисков и разведки месторождений нефти и газа. 1977. Вып. 12. С. 1–11.
- Мачулина С.А.* Доманикоидные толщи девона Днепровско-Донецкой впадины // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. Т. 3. Геология нефти и газа. Органическая геохимия. Сыктывкар: Геопринт, 2014. С. 63–65.
- Пистрак Р.М., Пашкевич Е.И., Бритченко А.Д. и др.* Литолого-стратиграфический очерк // Проблема промышленной нефтегазоносности девона Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наук. Думка, 1973. С. 11–71.
- Разницын В.А.* Развитие авлакогена большого Донбасса и девонское осадконакопление Днепровско-Донецкой впадины // Геология и полезные ископаемые соленосных толщ. Киев: Наук. Думка, 1974. С. 41–47.
- Хоменко В.А.* Литология девонских отложений днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наук. Думка, 1977. 146 с.
- Хоменко В.А.* Девон Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наук. думка, 1986. 116 с.
- Шевченко Е.Ф., Сирота Т.А.* Генерационный потенциал каменноугольных отложений ДДВ // Нефтяная и газовая промышленность. 1983. № 1. С. 22–24.

## ПРИРОДНО-ТЕХНОГЕННОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ НА УЧАСТКЕ САМОИЗЛИВА ШАХТНЫХ ВОД В КИЗЕЛОВСКОМ УГОЛЬНОМ БАССЕЙНЕ

**Меньшикова Е.А., Блинов С.М.**

*Пермский государственный национальный исследовательский университет,  
menshikova\_e@list.ru, blinov\_s@mail.ru*

В современных условиях к разнообразным факторам, определяющим генетическую природу, минеральный и вещественный состав природных осадков, образующихся на поверхности Земли и на дне морей и океанов, добавился фактор техногенной деятельности человека. Центрами активного влияния человека на природные процессы осадконакопления являются, прежде всего, горнодобывающие районы [Осовецкий, Меньшикова, 2006]. Здесь происходит сосредоточение горнодобывающих и перерабатывающих предприятий с мощной инфраструктурой обслуживания, отведение огромных площадей под размещение отходов производства. Для данных территорий характерны сложные процессы современного природно-техногенного минералообразования. Примером проявления указанных процессов

является участок самоизлива шахтных вод шахты «Белый Спой» в Кизеловском угольном бассейне [Блинов и др., 2005].

Месторождение угля «Белый Спой», расположенное в северо-восточной части Кизеловского угольного бассейна, разрабатывалось с 1950-х гг. Основной геохимической особенностью пород угленосной формации является высокое содержание сульфидной и органической серы. Главной формой ее нахождения является тонкодисперсный пирит, среднее содержание которого составляет 5–8%, при максимальном – до 15%. В 1980 г. разработка месторождения «Белый Спой» прекращена, а в 1983 г. шахта была ликвидирована. После отключения водооткачивающих насосов в шахтном пространстве в течение трех лет наблюдался подъем уровня воды. В 1986 г. шахтные воды стали самопроизвольно изливаться на поверхность из шурфа № 63. Длительное существование самопроизвольного излива высокоминерализованных кислых шахтных вод на поверхность привело к интенсивному образованию сульфатов и гидроксидов железа с появлением морфологических форм, характерных для известко-туфовых построек, формирующихся на участках выхода гидротермальных и углекислых подземных вод.

Формирование данных отложений происходит на геохимических барьерах, среди которых основную роль играют биогеохимический и кислородный барьеры, в меньшей степени участвуют сорбционный, испарительный и щелочной барьеры. Важным фактором формирования рассматриваемых железистых плотин является рельеф местности. На склоне, где вода шахтного излива разливается по поверхности, образующиеся осадки сформировали уступы и барьеры с неглубокими водными ваннами, которые террасами спускаются по склону. Общее число сформировавшихся плотин на момент обследования – 105, общая площадь построек – более 250 м<sup>2</sup>, длина плотин изменялась от 0.2 до 20 м. Ванны обычно неглубокие – до нескольких сантиметров, около 20% из них сухие. Наблюдения показали, что формирование плотин не завершилось в середине 1990-х гг., когда снизилась минерализация самоизливающихся шахтных вод, а продолжается и в настоящее время.

Микробиологические исследования самоизлива шахтных вод участка «Белый Спой» [Хмурчик и др., 2005] обнаружили развитие эвгленовых (*p. Euglena*) и желто-зеленых (*p. Tribonema*) водорослей. Так в твердых субстратах на дне ванн и в составе самих железистых плотин, как погруженных в воду, так и осушенных, в значительных количествах встречается *Euglena* sp. Менее многочисленна *Euglena proxima* Dang. В шурфе и на участках самоизлива в больших количествах развивается *Tribonema vulgare* Pasch, в клетках которой происходит отложение железа. Нити этих водорослей собраны в пряди и прикреплены к стенкам плотин.

Реже встречается *Tribonema ulotrichoides* Pasch, жесткие нити которой также образуют скопления, играющие важную роль в формировании железистых плотин как субстрат для отложения минерального вещества. Численность аэробных гетеротрофных микроорганизмов в отложениях находилась на уровне тысяч – десятков тысяч клеток в грамме пробы, в воде – на два порядка ниже. Численность железобактерий рода *Thiobacillus* в отложениях находилась в пределах нескольких миллионов в грамме пробы, в осадках газифицирующей ванны была на два порядка меньше, а в воде находилась на уровне десятков тысяч клеток в миллилитре. Из проб отложений была выделена накопительная культура сульфатвосстанавливающих бактерий, а из пробы осадков газифицирующей ванны – метанобразующих бактерий.

Исследования железистых плотин выявили стратификацию в строении образовавшихся построек: нижняя подводная их часть мощностью до 50 см представлена ярозитом в виде илоподобной желтоватой массы с небольшими стяжениями бурых и темно-коричневых рентгеноаморфных гидроксидов железа; верхняя часть построек, выступающая на поверхность, представлена темно-бурными пористыми легкими корами рентгеноаморфных гидроксидов железа. В многочисленных водных ваннах, подпруженных железистыми плотинами, обнаружены гидроксиды железа в виде конкреций размером 0.5–3 см. Осадки под слоем воды в ваннах имеют рыхлое строение, пористы и слабосцементированы. Под поверх-

ностью ванн, которые длительное время остаются сухими, ярозитовый слой может деградировать. Выступающие над поверхностью воды части построек после высыхания становятся более прочными и легко удерживают вес взрослого человека, несмотря на свое пористое строение. Анализ микроэлементного состава железистых плотин (на 38 элементов) показал доминирование четырех элементов (в мг/кг вещества): V (150–700), Ti (150–1000), Zn (70–100), Pb (10–40).

Рассматриваемые образования с учетом подходов классификации генетических типов континентальных отложений [Кизельватер и др., 1981] являются аналогом группы отложений источников подземноводного парагенетического ряда, но сформированные с участием техногенных факторов и, таким образом, могут быть выделены в отдельную группу отложений в техногенном парагенетическом ряду.

### Литература

Блинов С.М., Романов С.И., Чудакова А.А. и др. Режим самоизлива шахтных вод поля «Белый Спой» Кизеловского угольного бассейна // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь: Изд-во ПГУ, 2005. С. 321–324.

Кизельватер Д.С., Раскатов Г.И., Рыжова А.А. Геоморфология и четвертичная геология. (Геоморфология и генетические типы отложений). М.: Недра, 1981. 215 с.

Осовецкий Б.М., Меньшикова Е.А. Природно-техногенные осадки. Пермь: Изд-во ПГУ, 2006. 208 с.

Хмурчик В.Т., Беляева, П.Г., Блинов С.М. Микроорганизмы и водоросли железитых плотин – уникальных образований на территории Кизеловского бассейна // Органическая минералогия. Петрозаводск: ИГ КарелНЦ РАН, 2005. С. 140–142.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ИЗОТОПНОМУ СОСТАВУ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА В ФАМЕНСКИХ И ТУРНЕЙСКИХ ИЗВЕСТНЯКАХ НА ВОСТОКЕ СРЕДНЕГО УРАЛА

Мизенс Г.А.<sup>1</sup>, Кулешов В.Н.<sup>2</sup>, Сапурин С.А.<sup>1</sup>, Степанова Т.И.<sup>1</sup>, Петров О.Л.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и геохимии УрО РАН, [mizens@igg.uran.ru](mailto:mizens@igg.uran.ru)

<sup>2</sup>Геологический институт РАН, [kuleshov@ginras.ru](mailto:kuleshov@ginras.ru)

В течение последних десятилетий ведутся активные работы по изучению изотопного состава углерода и кислорода в карбонатных породах из разрезов наиболее важных стратиграфических рубежей неопротерозоя и фанерозоя. В настоящее время получены такие данные и верхнему девону и нижнему карбону Восточно-Европейской платформы и западного склона Урала [Grossman et al., 2002; Седаева, 2010; Маршалл и др., 2011 и др.]. В то же время, по востоку Урала подобных сведений до последнего времени не было. Лишь совсем недавно [Мизенс и др., 2015] опубликованы первые результаты изучения изотопного состав углерода ( $\delta^{13}\text{C}$ ) и кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$ ) на уровне фаменского яруса верхнего девона и турнейского яруса нижнего карбона в разрезе Режевской карбонатной платформы. Однако, эти результаты были основаны на образцах, взятых с достаточно большим интервалом отбора (от первых до 10 м и более), что, тем не менее, позволило установить общие закономерности изменения изотопного состава пород.

Для уточнения изотопных характеристик карбонатных пород и влияния глобальных геологических событий на рубеже верхнего девона и нижнего карбона на изотопный состав осадочных карбонатов в разрезе Режевской платформы у с. Першино отобраны пробы с интервалом в 1 м. В первую очередь это границы фран/фамен и девон/карбон. С таким же промежутком (в 1 м) взяты образцы из нижней части першинского горизонта турнейского



яруса (уровень конодонтовой зоны *Siphonodella quadruplicata*), где при первом опробовании был зафиксирован наиболее легкий на уровне турне изотопный состав углерода, и вблизи кровли турне (косьвинский горизонт, уровень зоны *Scaliognathus anchoralis*), для уточнения изотопного состава известняков, формировавшихся в конце турнейского века.

Нами были получены дополнительные данные об изотопном составе углерода и кислорода на указанных рубежах. Установлено, что непосредственно около границы франа и фамена (по конодонтовой шкале) наблюдается некоторое утяжеление изотопного состава, как углерода, так и кислорода, Несколько выше по разрезу, после необнаженного интервала, и после интервала с легким изотопным составом углерода, наблюдается уже более устойчивый экскурс в сторону тяжелых изотопов ( $\delta C^{13}$  до 3.3‰,  $\delta O^{18}$  до 26.2‰), несколько напоминающий таковой в разрезах *Devilis Gate* (Невада, США) или *Casery Fall's* (Австралия) [Joachimsky et al., 2002]. Начиная с границы франа и фамена по фораминиферовой шкале (по появлению фораминифер *Parathuramina dagmarae*), изотопный состав углерода становится более однородным и легким ( $\delta C^{13}$  около 2‰), а кислорода – тоже однородным, но относительно тяжелым ( $\delta O^{18}$  около 26‰). Таким образом, на границе франа и фамена в разрезе рассматриваемой платформы подтверждается влияние верхнего Кельвассерского события, выражающегося в изменении литологического состава, геохимических особенностей [Мизенс и др., 2014] и утяжелении изотопного состава, как углерода, так и кислорода. Однако, это влияние было относительно слабым, увеличение глубины бассейна не было значительным, среда оставалась кислородной. Обращает на себя внимание сходство кривых, отражающих изотопный состав известняков ( $\delta C^{13}$  и  $\delta O^{18}$ ) до и после задренованного интервала. Возможно, прав А.З. Бикбаев с соавторами [2011], полагавший, что здесь имеет место тектоническое сдвигание небольшого интервала разреза, хотя литологические характеристики (в том числе микрофации) противоречат такой трактовке.

На границе девона и карбона наблюдается резкое утяжеление изотопного состава углерода ( $\delta C^{13}$  в основании турне достигает 4.0...5.0‰, по сравнению с фаменской частью разреза, где эта величина не превышает 2.0...2.5‰), и происходит почти синхронное с углеродом изменение изотопного состава кислорода. Причем на кривой вариаций изотопного состава углерода отмечается два экскурса в сторону тяжелых значений. Здесь, очевидно, сказывается влияние глобального Хангенбергского события, проявляющегося также в изменении литологического состава пород. Возможно, утяжеления изотопного состава углерода связано с потеплением климата, с межледниковым эпизодом (например, [Walliser, 1996; Sandberg et al., 2000]), однако, следы существенного изменения глубины бассейна здесь отсутствуют, в отличие от Западной Европы, где отмечаются перерывы в осадконакоплении [Racki, 1997; Фокин, Никишин, 1999; House, 2002].

Обращает на себя внимание также то, что утяжеление изотопного состава углерода в разрезе Режевской платформы выражено отчетливее, чем на Западном Урале [Седаева и др., 2010], где оно к тому же отмечается несколько ниже по разрезу – в кровле фаменского яруса. Приблизительно в это же время (на рубеже девона и карбона), предполагаются также существенные изменения геодинамической обстановки на западной (в современных координатах) окраине Уральского океана (например, [Пучков, 2000]). Возможно, некоторая несогласованность с событиями на западе Европы и на Русской платформе связаны с этими процессами.

Полученные новые данные более детально характеризуют также изотопный состав известняков першинского горизонта, где ранее [Мизенс и др., 2015] был отмечен наиболее легкий изотопный состав углерода в разрезе всей толщи турнейского яруса, и где предполагалось (на основании геохимических данных [Мизенс и др., 2014]) наиболее значительное углубление моря в пределах рассматриваемой карбонатной платформы. В этом интервале установлены самые высокие значения отношения V/Cr (3 и более, до 6) и аутигенного урана (1.1–1.4 г/т), значительные отрицательные цериевые аномалии (0.32–0.36).

На уровне першинского горизонта, как и в нижней части турнейского яруса, распространены битуминозные нодулярные известняки. Значения  $\delta C^{13}$  в этом интервале достаточ-

но устойчивые, они колеблются в основном в пределах 2.3...3.1‰. Изотопный состав кислорода, напротив, в нижней части опробованного интервала изменчивый ( $\delta O^{18}$  от 19.3 до 26.9‰), но самые низкие значения могут быть связаны с влиянием вторичных процессов, с перекристаллизацией известняков. Повышение уровня моря в першинское время, вероятно, отражает глобальную трансгрессию середины турнейского века. Она реконструируется, в том числе, в Северной Америке и в Европе [Becker, 1993; Alekseev et al., 1996], в Китае [Muechez et al., 1996]. **А облегченный изотопный состав углерода, вероятно, объясняется холодным климатом** [Юдович, Кетрис, 2010].

На уровне косьвинского горизонта значения изотопного состава углерода относительно высокие и устойчивые ( $\delta C^{13}$  3.3...4.1‰), но, существенно ниже, чем в пределах подстилающего кизеловского горизонта, где  $\delta C^{13}$  достигает значений 6.5–6.9 [Мизенс и др., 2015]. Величины  $\delta O^{18}$  изменчивые, и варьируют в пределах 24.6...27.1‰. Изотопный состав углерода на этом уровне может быть связан с некоторым повышением уровня моря по сравнению с предшествующим кизеловским временем. Признаки этого повышения отражаются в геохимии [Мизенс и др., 2014], но литологические особенности пород противоречат такому выводу. Более достоверным выглядит предположение о связи облегчения изотопного состава углерода с уменьшением общего количества биомассы в известняках косьвинского горизонта.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований УрО РАН (проект № 15-18-5-36).*

### Литература

- Бикбаев А.З., Снигирева М.П., Тупицына М.А. Варианты F/F границы разреза «Першино» в конодонтовой последовательности // Биостратиграфия, палеогеография и события в девоне и раннем карбоне. Новосибирск: СО РАН, 2011. С. 37–39.
- Маршалл Д.Е.А., Тельнова О.П., Ветошкина О.С. Экосистемный кризис на рубеже франского и фаменского веков (Южный Тиман) // Докл. АН. 2011. Вып. 440. № 6. С. 791–794.
- Мизенс Г.А., Кулешов В.Н., Степанова Т.И., Кучева Н.А. Отражение глобальных геологических событий фаменского и турнейского веков в разрезе изолированной карбонатной платформы на востоке Урала // Геология и геофизика. 2015. № 11. С. 1945–1960.
- Мизенс Г.А., Степанова Т.И., Кучева Н.А., Сапуринов С.А. Геохимические особенности известняков и условия осадконакопления на изолированной карбонатной платформе в позднем девоне и начале карбона на восточной окраине Урала // Литосфера. 2014. № 6. С. 53–76.
- Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.
- Седаева К.М., Рябинкина Н.Н., Кулешов В.Н., Валяева О.В. Отражение Хангенбергского глобального геологического события рубежа девона и карбона в разрезах западного склона Приполярного (р. Кожим) и Южного (р. Сиказа) Урала // Литосфера. 2010. № 6. С. 25–37.
- Фокин П.А., Никишин А.М. Тектоническое развитие Восточно-Европейской платформы в девоне-начале карбона // Вестник Московского ун-та. Сер. Геол. 1999. № 6. С. 9–20.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Соотношения изотопов углерода в стратиферии и биосфере: четыре сценария // Биосфера. 2010. Вып. 2. № 2. С. 231–246.
- Alekseev A.S., Kononova L.I., Nikishin A.M. The Devonian and Carboniferous of the Moscow Syncline (Russian Platform): stratigraphy and sea-level changes // Tectonophysics. 1996. V. 268. P. 149–168.
- Becker R.T. Anoxia, eustatic changes, and Upper Devonian to lowermost Carboniferous global ammonoid diversity // The Ammonoidea: Environment, Ecology and Evolutionary change. Oxford: Systematics Ass. Spec. Clarendon Press. 1993. V. 47. P. 115–163.
- Grossman E.L., Bruckschen P., Mii H-S., Chuvashov B.I., Yancey T.E., Veizer J. Carboniferous palaeoclimate and global change: isotopic evidence from the Russian Platform // Стратиграфия и палеогеография карбона Евразии. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2002. С. 61–71.
- House M.R. Strength, timing, setting and cause of mid-Palaeozoic extinctions // Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology. 2002. V. 181. P. 5–25.
- Joachimski M., Pancost R., Freeman K., Ostertag-Henning C., Buggisch W. Carbon isotope geochemistry of the Frasnian-Famennian transition // Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology. 2002. V. 181. P. 91–109.

*Muchez P., Hou H., Groessens E., Hance L., Tan Z.* Sedimentology and paleogeography of the Famennian, Tournaisian and Lower Viséan in South China // *Memoires de l'Institut geologique de l'Universite Louvain*. 1996. V. 36. P. 175–191.

*Racki G.* Devonian eustatic fluctuations in Poland // *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*. 1997. V. 199. P. 1–12.

*Sandberg C.A., Morrow J.R., Ziegler W.* Late Devonian events and mass extinctions // *Catastrophic Events and mass extinctions: Impacts and Beyond*. Houston, Texas, Lunar and Planetary Institute Contribution. 2000. № 1053. P. 188–189.

*Walliser O.H.* Global events in the Devonian and Carboniferous // *Global Events and Event Stratigraphy*. Berlin: Springer, 1996. P. 225–250.

## **ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕПЕРМСКИХ КАЛИЙНЫХ, КАЛИЙНО-МАГНИЕВЫХ И МАГНИЕВЫХ ПОРОД (ПОГОЖСКАЯ РИТМОПАЧКА) В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ И СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТЯХ БОРТОВОЙ ЗОНЫ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ**

**Московский Г.А.<sup>1</sup>, Гончаренко О.П.<sup>1</sup>, Свидзинский С.А.<sup>2</sup>, Порох В.В.<sup>3</sup>,  
Байгузина А.З.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Саратовский государственный университет, MoskovskyGA@infosgu.ru,  
Goncharenkoop@mail.ru*

<sup>2</sup>*ООО «ЕвроХим-ВолгаКалий»*

<sup>3</sup>*ООО «ГеолХимПроект», geolhimproekt.perelub@mail.ru*

*Особенности состава и условий формирования сильвинитов погожской ритмопачки северо-западного внешнего обрамления Прикаспийской впадины. Состав калие-магниеносных пород погожской ритмопачки Северо-Западной части обрамления Прикаспийской впадины изучался нами в разрезе скв. Краснокутской 1К совместно с сотрудниками Волгоградской экспедиции, Московского и Ростовского университетов [Жеребцова и др., 1986; Макаров и др., 1985; Московский, Гончаренко, 2004]. Ниже приводится лишь сокращенное описание пород калийно-магнезиевого состава верхней части ритмопачки (с гл. 1044.6 м и выше), которая по результатам геохимических исследований [Гончаренко, 2006; Московский, Гончаренко, 2004], отнесена к стадии опреснения залегающего ниже карналлит-бишофитового пласта той же ритмопачки. Ритмопачка на гл. 1037.5–1041 м представлена каменной солью бессульфатной (галитом, сложенным в основном галитом высаливания), сменяющимся сильвинитом светло-серым, крупнокристаллическим с рассеянной примесью серого сульфатного и глинистого материала (гл. 1041–1041.5 м) и сильвинитом мелкокристаллическим розовато-серым с тонкими линзовидными прослоями ангидрита с галопелитом (гл. 1041.5–1044.6 м) с единичными кристаллами карналлита. Интервал 1044.6–1046 м представлен карналлитовой породой ритмично-слоистой за счет чередования карналлит-ангидритовых и карналлитовых элементов ритма, с существенной примесью пелитового материала. На контакте с карналлитом в зернах сильвина отчетливо видно зональное строение, которое подчеркнуто тонкодисперсным окисно-железистым веществом. На контактах кристаллов сильвина и галита, наблюдаются вкрапленники карналлита. Вблизи контакта сильвинита с карналлитом, четко прослеживается процесс замещения галита высаливания карналлитом и даже бишофитом. На гл. 1046.0–1059.0 м залегают бишофитовая порода крупнокристаллическая, массивная, с редкими нитевидными невыдержанными слоями ангидрита. Бишофитовый пласт на гл. 1059–1068.5 м подстилается карналлитовой и карналлит-галитовой породой, что подтверждает общую направленность галогенной седиментации в этой части погожского ритма. Условия формирования пород ритмопачки обоснованы результатами*

определения бром-хлорных отношений и изучением состава растворов включений в галите. Эти аналитические материалы и описание керн позволили обосновать все изменения состава пород от садки карналлита (в нижнем из описанных слоев) до бишофита, и далее – до отложений стадии опреснения, представленных сильвинитом и галитом высаливания. Так величина бром-хлорных отношений изменялась от 0.8 до 1.5 в карналлит-галитовом слое (1068.5–1064.5 м) и от 4.9 до 8.2 в карналлитовом слое (1064.5–1069.5 м), что отвечает середине и концу карналлитовой стадии. Перед садкой бишофита оно составляло уже 9.39. По разрезу бишофитового слоя это отношение возрастало до 10–15.9. Последние значения соответствуют средним стадиям садки бишофита. Кристаллизация бишофита прерывается поступлением рассолов, отвечающих стадии садки карналлита. Это вызывало образование слоя карналлита (1046–1044.6 м). В этом слое значение бром-хлорного отношения уменьшается к кровле до 1.43, причем одновременно увеличивается содержание ангидрита. Это явилось следствием поступления в акваторию с рапой карналлитовой-бишофитовой стадии растворов меньшей концентрации (на уровне галитовой стадии). Это, с одной стороны, приводило к массовому осаждению галита высаливания и с другой – одновременному росту содержания калия в рапе карналлитовой стадии ступенчатости, определившего далее высаливание и хлорида калия. Подобный ход галогенного процесса на карналлитовой стадии обоснован нами на примере долинной ритмопачки Даргановского участка Гремячинского месторождения внешней части бортовой зоны Прикаспийской впадины [Московский и др., 2015]. Нам установлено, что поступление растворов пониженной концентрации могло также приводить к частичному замещению карналлита сильвином как на стадии седиментации, так и в раннем диагенезе. В последнем случае существенную роль могла играть примесь пелитового материала. Анализ всего материала по условиям формирования сильвинитов погожской ритмопачки разреза скв. Краснокутской 1К позволил нам считать, что сильвин мог образоваться здесь: а) за счет замещения карналлита сильвином на стадии седиментации при незначительном опреснении рапы, и в интервалах повышенного содержания пелита; б) за счет метасоматического замещения карналлита сильвином на постседиментационной стадии; в) образования сильвина за счет его высаливания с образованием сильвин-карналлитового парагенезиса.

*Особенности строения и состава калиеносного интервала галогенного разреза погожской ритмопачки северо-восточного внешнего обрамления Прикаспийской впадины.* Сильвинитовый пласт погожской ритмопачки на Западно-Перелюбском участке был вскрыт в скважинах 101, 103 и 108. Полноценного бишофитового горизонта, характерного для погожской ритмопачки северо-западного обрамления здесь не встречено, но карналлитовые породы, подстилающие сильвиниты и сильвин-галитовые породы несут здесь явные признаки граничных условий карналлитовой и бишофитовой стадий галогенеза. Это фиксируется появлением в карналлите вкрапленников бишофита и наличием полиминеральных каемок на контактах кристаллов карналлита, что по нашим данным характерно для минеральных парагенезисов бишофит-карналлит [Московский и др., 2015]. Вскрытые этими скважинами калиеносные породы слагаются сильвинитами, сильвин-галитовыми породами с примесью карналлита и существенной ролью галита высаливания. В скв. 101 сильвинитовый горизонт имеет мощность 6.7 м, в скв. 103 – 5.88 м, в скв. 108 – 3.6 м.

Особенностью состава калиеносных пород в этих интервалах является присутствие линз, и скоплений пелитового материала и ангидрита (нерастворимого остатка – НО), на контакте с которыми отмечается существенная коррозия кристаллов сильвина и карналлита и вторичная минерализация, представленная гип- и идиоморфными кристаллами кизерита, каинита, полигалита и даже кварца. Интервал с высоким содержанием НО фиксируется в изученных разрезах на разной глубине, что указывает на разное гипсометрическое положение калиеносных пород при их отложении. Полученные результаты показывают также, что в скв. 108 этот интервал перемещается к кровле продуктивного горизонта. Все это позволяет делать выводы о существенной роли палеорельефа дна, а соответственно, связывать наиболее чистые от НО калиеносные пласты с более погруженными зонами. Интервалы

переотложения калийно-магниевого и калийных пород с образованием своеобразных седиментационных брекчий, часто сложенных обломками карналлитовых корок, встречаются и в галит-карналлитовых породах, подстилающих калиеносные интервалы. Судя по всему, эти породы являются стратиграфическим аналогом пласта бишофита, встреченного в скв. Краснокутской 1К. Общей особенностью их состава является заметная роль сульфат-иона, выраженная присутствием полигалита, каинита, кизерита. Учитывая, что чистые разности сильвина, в изученных разрезах, образованные на стадии опреснения рапы солеродного бассейна, «привязаны» к интервалам наибольших преобразований карналлитовой толщи, то их преобладающее развитие должно совпадать с областью большей погруженности седиментационного бассейна.

Таким образом, на заключительной стадии формирования погожской ритмопачки в северо-восточной части прибортовой зоны Прикаспия, образование сильвинитового горизонта также, как и на северо-западной, явилось следствием значительного опреснения рапы бассейна, сопровождавшегося существенным привносом терригенного материала. Однако на восточной части это сопровождалось увеличением доли сульфатной составляющей в рапе и появлением парагенезисов с каинитом, кизеритом, полигалитом.

### Литература

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

Жеребцова И.К., Золотарева В.А., Пантелеева О.Д. Особенности формирования соляных отложений кунгура в северной части Приволжской моноклинали // Физико-химические закономерности осадконакопления в солеродных бассейнах. М.: Наука, 1986. С. 13–21.

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

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

Московский Г.А., Гончаренко О.П., Свидзинский С.А., Радзиевская О.-М.А. Условия формирования текстур и структур калийных, калийно-магневых и магневых солей в Прикаспийском солеродном бассейне // Изв. Саратов. ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. 2015. Т. 15. Вып. 4. С. 48–54.

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ КРАСНОЦВЕТНЫХ АЛЕВРОПЕЛИТОВ СРЕДНЕЙ-ВЕРХНЕЙ ПЕРМИ НА ТЕРРИТОРИИ КАЗАНСКОГО ПОВОЛЖЬЯ

Муравьев Ф.А.<sup>1</sup>, Арефьев М.П.<sup>1,2,3</sup>, Силантьев В.В.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Казанский федеральный университет, [fedor.mouraviev@kpfu.ru](mailto:fedor.mouraviev@kpfu.ru)

<sup>2</sup>Геологический институт РАН, [mihail-3000@inbox.ru](mailto:mihail-3000@inbox.ru)

<sup>3</sup>Музей естественной истории Свято-Алексиевской Пустыни

Красноцветные континентальные терригенные породы широко распространены в пермских отложениях аридных и полуаридных зон Пангеи [Partish, 1995]. На территории Восточно-Европейской платформы они прослежены в возрастном диапазоне от уфимского яруса нижней перми до нижнего триаса [Игнатъев, 1976]. Казанское Поволжье является стратотипической местностью для ярусов средней и верхней перми, из которых уржумский и северодвинский ярусы представлены исключительно красноцветными отложениями. Опорными разрезами уржумского и северодвинского ярусов пермской системы

здесь являются овраг Черемушка и Монастырский овраг. В рамках подготовки к проведению XVIII Международного конгресса по каменноугольной и пермской системам (ICCP-2015, Казань, Россия, 2015 г.) эти разрезы были детально переописаны и опробованы на изотопный, геохимический, палеонтологический и другие виды анализа [Туре..., 2015].

В работе основное внимание уделяется красноцветным алевропелитам, составляющим до 62% от общего объема разрезов, которые были изучены с помощью полевого описания, гранулометрического анализа, оптико-микроскопическими, геохимическими и спектроскопическими методами. По текстурным признакам исследуемые породы четко разделяются на два типа – слоистые и массивные. Алевропелиты первого типа обладают ясно выраженной горизонтальной, реже – слабо косою тонкой слоистостью, в которой чередуются слойки преимущественно алевритового и преимущественно глинистого состава, иногда в породах встречаются раковины остракод, на поверхности – трещины усыхания. Средняя мощность пачек слоистых алевропелитов составляет 1.5–2 м. По латерали в этих породах наблюдаются следующие переходы: тонко-горизонтальнослоистые – слабо-волнистослоистые – прерывисто-горизонтально- и косослоистые – глинистые брекчии. Такая же закономерность, но менее четко выраженная, прослеживается и в вертикальном направлении. Первому виду пород соответствуют условия озерного бассейна ниже базиса действия волн второму – мелководные отложения выше базиса действия волн, третьему – прибрежные условия кратковременного обмеления, четвертому – условия продолжительного обмеления, усыхания и брекчирования осадков. Признаки оглеения и педогенеза в этих породах встречаются редко, что может свидетельствовать о кратковременности субаэральной экспозиции мелководных озерных осадков. Отсутствие биотурбации бассейновых осадков можно объяснить повышенной мутностью воды, высокими скоростями осадконакопления и аномальным гидрохимическим режимом, препятствующим развитию бентосной фауны.

Массивные алевропелиты не обладают слоистостью и часто осложнены палеопочвенными процессами. По минералогическому составу породы обоих типов относятся к кварцевым грауваккам с карбонатно-глинистым цементом, обломки пород составляют до 20–25% и представлены кварцитами. Алевритовые зерна слоистых пород в основном полуокатанные, массивных пород – угловатые и полуугловатые, т.е. обладают меньшей степенью окатанности. Глинистая компонента представлена иллитом и смектитом, карбонатное вещество – кальцитом в верхней половине разреза, и доломитом в нижней.

По результатам гранулометрического анализа, во всех исследуемых породах преобладает фракция крупной пыли (0.01–0.05 мм), средний размер зерен массивных алевропелитов – 0.028 мм, слоистых – 0.040 мм. Массивные алевропелиты отличаются более высоким содержанием глинистой компоненты по сравнению со слоистыми, что может быть связано с элювированием и глинизацией первых в процессе педогенеза. Средняя мощность горизонтов массивных алевропелитов составляет 0.7–1.5 м.

В исследуемых разрезах главными генетическими типами палеопочв, развивающихся на массивных алевропелитах, являются кальциевые глейсоли и глеевые вертисоли [Mouraviev et al., 2015], они хорошо выделяются в разрезе по инзитным корням, сликенсайдам, карбонатным нодулям, зонам оглеения, ореховато-призматической отдельности и др. В геохимическом вертикальном профиле палеопочв отношение устойчивых к выветриванию элементов  $TiO_2/ZrO_2$  остается постоянным (21–22), то же касается степени выветрелости пород, CIA (68). Первый показатель свидетельствует о едином источнике материала для пород профиля, второй – об отсутствии геохимической дифференциации, которая должна проявиться при выветривании ранее накопившихся пород. Принимая во внимание отсутствие слоистости, неэрозионный характер контактов массивных алевропелитов, преобладание фракции крупной пыли и угловатость зерен, а также геохимические особенности, можно предположить, что данные отложения накапливались эоловым путем. Одновременное с почвообразованием накопление эоловой пыли затушевывало процесс выветривания и дифференциации почвенного профиля. Схожие по строению и составу красноцветные породы, относимые к палеолессам, описаны в пермских отложениях Северной Америки [Soreghan et

al., 2008; Sweet et al., 2013; Giles et al., 2013; Foster et al., 2014], Центральной Европы [Lopez et al., 2008 и др.], Китая [Obriest-Farner, Yang, 2016] и других регионов мира.

Седиментологические и изотопные исследования ( $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  осадочных и педогенных карбонатов) позволили нам выявить цикличность строения изученных разрезов, связанную с климатическими температурными флуктуациями [Арефьев и др., 2016]. Циклиты, выделенные в разрезах, имеют мощность от 3 до 12–15 м и соответствуют понятию «элементарный циклит» или «циклотема» В.Т. Фролова [1995]. Границы между циклитами проводились по поверхностям эрозии или аэральная трансформации, к которым относятся косослоистые песчаники с гравелитами русловых фаций, песчаные прослои бассейновых фаций, кровли палеопочвенных профилей и горизонты глинистых брекчий. Каждый циклит рассматривается как трансгрессивно-регрессивный для мелководного озерного бассейна и примыкающей к нему флювиальной равнины. Полный циклит континентальных отложений включает отложения флювиальной равнины трансгрессивной фазы (массивные и слоистые алевропелиты), бассейновые терригенные породы трансгрессивной фазы (слоистые алевропелиты), карбонатные бассейновые отложения, бассейновые терригенные отложения регрессивной фазы (слоистые алевропелиты) и осадки, накопившиеся на субаквальной-субаэральная равнине во время регрессивного максимума (массивные алевропелиты с палеопочвами и русловыми врезами песчаников). Изучение педогенных нодул и особенностей строения палеопочв, развитых на массивных алевропелитах, позволило реконструировать полуаридный климат в уржумском веке с некоторой гумидизацией в северодвинском веке, с выраженной сезонностью выпадения осадков [Mouraviev et al., 2015].

Таким образом, проведенные исследования позволяют предположить, что слоистые алевропелиты формировались в обстановке мелководных, периодически усыхающих озер. Благодаря специфическому составу воды, интенсивного накопления эвапоритов не происходило, зато откладывались карбонаты (кальцит, доломит) и местами – палыгорскит. Продвижение флювиальной равнины при регрессии озерного бассейна приводило к иссушению осадков и усилению эоловой деятельности. Массивные алевропелиты формировались на плоских равнинах, заливаемых в сезон дождей при одновременном поступлении эоловой пыли и почвообразовании. Эти процессы, сменяющие друг друга во времени, происходили в условиях полуаридного климата с контрастной сезонностью выпадения осадков, о чем свидетельствует красноцветность пород, карбонатный цемент и карбонатные нодулы в палеопочвах, трещины усыхания и другие признаки.

### Литература

Арефьев М.П., Муравьев Ф.А., Силантьев В.В., Покровский Б.Г., Петров О.Л. Седиментологическая и изотопно-геохимическая ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) характеристика континентальных разрезов уржумско-вятского ярусов Казанского Поволжья (Восточно-Европейская платформа): ключевые палеогеографические изменения гваделупской эпохи и их стратиграфическая экспликация // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. (в печати).

Игнатъев В.И. Формирование Волго-Уральской антеклизы в пермский период. Казань: Изд-во КГУ, 1976. 256 с.

Фролов В.Т. Литология. Кн. 3. М.: Изд-во МГУ, 1995. 352 с.

Foster T.M., Soreghan G.S., Soreghan M.J., Benison K.C., Elmore R.D. Climatic and paleogeographic significance of eolian sediment in the Middle Permian Dog Creek Shale (Midcontinent U.S.) // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2014. V. 402. P. 12–29.

Giles J.M., Soreghan M.J., Benison K.C., Soreghan G.S., Hasiotis S.T. Lakes, loess, and paleosols in the Permian Wellington Formation of Oklahoma, U.S.A.: implications for paleoclimate and paleogeography of the Midcontinent // J. Sed. Res. 2013. V. 83 (10). P. 825–846.

Mouraviev F.A., Arefiev M.P., Silantiev V.V., Khasanova N.M., Nizamutdinov N.M., Trifonov A.A. Red Paleosols in the Key Sections of the Middle and Upper Permian of the Kazan Volga Region and Their Paleoclimatic Significance // Paleontol. Journal. 2015. V. 49. № 10. P. 1150–1159.

Parrish J.T. Geologic Evidence of Permian Climate // The Permian of Northern Pangea/ P.A. Scholle, M.P. Tadeusz, D.S. Ulmer-Scholle (Eds). London: Springer-Verlag, 1995. P. 53–61.

*Soreghan G.S., Soreghan M.J., Hamilton M.A.* Origin and significance of loess in Late Paleozoic Western Pangaea: a record of tropical cold // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2008. V. 268. P. 234–259.

*Sweet A.C., Soreghan L.S., Sweet D.E., Soreghan M.J., Madden A.S.* Permian dust in Oklahoma: source and origin for middle Permian (Flowerpot-Blaine) redbeds in Western Tropical Pangaea // *Sed. Geol.* 2013. V. 284–285. P. 181–196.

Type and reference sections of the Middle and Upper Permian of the Volga and Kama river regions. A field Guidebook of XVIII International Congress on Carboniferous and Permian. Kazan, August, 16-20. 2015. D.K. Nurgaliev, V.V. Silantiev, S.V. Nikolaeva (Eds). Kazan: **Kazan University Press**, 2015. 208 p.

## **ИННОВАЦИОННАЯ ТЕХНОЛОГИЯ «МВТГМ» ДЛЯ ПОИСКА ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И РЕШЕНИЯ ГЕОТЕХНОГЕННЫХ ЗАДАЧ**

**Мухамедяров Р.Д., Аухатов Я.Г.**

*ЗАО «Институт аэрокосмического приборостроения», m.robert17@mail.ru*

Традиционный подход к поисково-разведочному процессу, заключающийся в комплексировании геофизических методов (сейсморазведки, гравиразведки, магниторазведки и т.д.) и бурения, все больше отягощается растущими затратами. В связи с этим, отмечен рост интереса к инновационным технологиям прямых поисков полезных ископаемых.

Многолетний опыт конструирования и использования радиометров-тепловизоров позволил «Институту аэрокосмического приборостроения» разработать уникальный, не имеющий аналогов в мире, метод обработки тепловизионной информации космо- и аэро-съемок в ИК тепловом диапазоне, позднее получивший название МВТГМ (метод видеотепловизионной генерализации Мухамедярова). Видеотепловизионная съемка входит в состав методов терморазведки, объединяющий физические методы исследования естественного теплового поля Земли. МВТГМ является физическим методом и по своей сути существенно отличается от аэрокосмических методов, очень широко применяющихся в геологоразведке в течение многих десятилетий.

Суть технологии МВТГМ является прикладным следствием следующих лемм-гипотез [Мухамедяров, Туманов, 2010]: 1) тепловое излучение помнит о своем происхождении; 2) глубинная структура Земли полупрозрачна в оптическом диапазоне длин волн.

Энергетическая система Земля–Космос неравновесна. В традиционных моделях распределения тепла в земной коре решающая роль отдается эндогенным источникам энергии. Но для выяснения приповерхностной структуры недр тепловые векторы от поверхности на глубину на четыре порядка более важны, чем глубинные, так как в общем количестве тепловой энергии на поверхности Земли доля солнечной энергии составляет 99.98%, а глубинной – 0.02%. Вычисленные путем послойной генерализации объемные модели поля теплового излучения получаются жестко согласованными с многозональным изображением поверхности Земли, удовлетворяют представлениям о диссипативных структурах в неравновесных открытых энергетических системах, хорошо увязываются с моделями, полученными другими геофизическими и геологическими методами. Возникновение глубинной упорядоченной структуры из «хаоса» поверхностного распределения радиационных температур описывается на основе использования весовой функции в виде трехмерной пирамиды вклада теплового излучения элементов земной коры в результирующее излучение через  $\delta$  (рад) – элемент пространственного разрешения. При этом фундаментальное значение имеет соотношение  $\delta \ell \Delta T_p = \text{const}$ , где  $\ell$  (генерализация по среднеарифметическому) равна 2.5, и  $\Delta T_p$  – эквивалент шумовой радиационной температуры. В основу технологии положено дистанционное непрерывное зондирование Земли с получением разновременных космических снимков о излучении в видимом и инфракрасном (8 – 14 мкм) диапазонах.



Дистанционное зондирование Земли (ДЗЗ) означает получение информации о состоянии земной поверхности по измеренным на расстоянии, без непосредственного контакта датчиков с поверхностью, характеристикам теплового излучения. Датчики могут быть установлены на космических аппаратах, самолетах и других носителях.

Сама возможность идентификации и классификации объектов по информации ДЗЗ основывается на том, что объекты разных типов – горные породы, почвы, вода, растительность и т.д. – по-разному отражают и поглощают электромагнитное излучение в том или ином диапазоне длин волн.

Профессором Р.Д. Мухамедяровым [2014] сформулированы пять необходимых условий генезиса битумных месторождений, а также семь необходимых условий генезиса урановых месторождений песчаникового типа, что позволяет существенно уменьшить объем геологических изысканий. Технология МВТГМ позволяет «до» постановки дорогостоящих полевых работ и сейсморазведки отснять заданную территорию со спутника, прозондировать ее на большие глубины (свыше 5–6 км) и оконтурить (выделить на карте перспективные структуры) будущее месторождение. Применение аэрокосмических методов разведки, как правило, приводит к урезанию 80–90% контрактной площади для разведки стандартными средствами на последующих этапах.

При помощи МВТГМ можно решить следующие геологические задачи [Мухамедяров, 2012, 2014; Мухамедяров, Дабаев, 2014]: 1) поиски месторождений углеводородного сырья и руд; 2) поиски подземных вод и геотермальных источников энергии; 3) поиски каменных солей, алмазоносных структур, месторождений урана и других твердых полезных ископаемых; 4) экологическое районирование и прогнозирование больших городских агломераций, предприятий по переработке нефтепродуктов, гидро и атомных станций и других инженерных сооружений; 5) объемное геологическое картирование зон разрывов и трещиноватости, теплотоков, монолитных блоков пород, элементов слоистой структуры; 6) мелкомасштабное минералогическое районирование на основе глубинного (до 100 км) видеотепловизионного зондирования. В качестве критериев выделения перспективных нефтегазоносных объектов служат: 1) расположение объектов вблизи восходящих теплотоков (но вне геотермических столбов, где сохранность покрышек маловероятна); 2) наличие асимметричных «козырьков» на вертикальных разрезах поля теплового излучения в интервалах потенциально нефтегазоносных глубин; ситуации встречного направления отрицательных и положительных векторов; 3) резкие изменения и латеральные отклонения теплотоков от вертикального направления, которые можно объяснить только какими-то геологическими препятствиями; 4) расположение объектов вне геотермических ям и отрицательных теплотоков (хотя расположение под такими структурами для прогнозов благоприятно); 5) относительно более высокое гипсометрическое положение прогнозируемого объекта по отношению к окружающей геологической среде в рамках неких геологических ограничений – тектонических, литолого-стратиграфических, фациальных. Ни один из этих критериев не может быть использован формально. Только проработка конкретной структурно-геологической ситуации на основе увязки геологических данных с видеотепловизионными данными, только геологическая логика может привести нас к желаемому результату.

В связи с тем, что видеотепловизоры, создаваемые в нашем институте и за рубежом, имеют различные пространственные, спектральные и радиометрические разрешения, и устанавливаются на различные носители (спутники, самолеты, дирижабли), то при последовательном увеличении высот носителей происходит естественная генерализация.

Объединение свойств естественной генерализации МВТГМ позволяет расширить сферу предлагаемых услуг на два порядка и охватит весь спектр геологоразведочных и геотехногенных задач во всех материках и регионах земного шара.

### Литература

Мухамедяров Р.Д., Туманов В.Р. Геолого-геофизическое значение метода видеотепловизионной генерализации // Инновации и технологии в разведке, добыче и переработке нефти и газа. Казань: Изд-во «ФЭН» АН РТ, 2010. С. 307–312.

Мухамедяров Р.Д. Геоинтроскопия на основе метода видеотепловизионной генерализации аэрокосмических съемок // Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 176–179.

Мухамедяров Р.Д. Изучение генезиса битумных месторождений песчаникового типа методом видеотепловизионной генерализации // Нефть и газ. 2014. № 6(84). С. 105–116.

Мухамедяров Р.Д., Дабаев А.И. Инновационная технология «МВТГМ» для поиска нефтегазовых месторождений и решения геотехногенных задач // Труды общества нефтяников-геологов Казахстана. 2014. Вып. 4. Алматы, Казахстан. С. 293–295.

## ЛАТЕРАЛЬНАЯ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ И АУТИГЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ОКСФОРДСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО РЕЗЕРВУАРА НАДЫМ-ТАЗОВСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

Новиков Д.А.<sup>1,2</sup>, Вакуленко Л.Г.<sup>1,2</sup>, Ян П.А.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, [NovikovDA@ipgg.sbras.ru](mailto:NovikovDA@ipgg.sbras.ru)

<sup>2</sup>Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

Одной из наиболее острых проблем изучения осадочных бассейнов является выявление природы и механизмов диагенетического и катагенетического преобразования погружающихся осадков. Долгое время она решалась чисто литологическими методами. Глубинная аутигенно-минералогическая зональность мощных юрских разрезов исследуемого района рассмотрена в ряде публикаций [Япаскурт и др., 1992; Предтеченская и др., 1993; Сиротенко, 1996 и др.]. При этом региональная латеральная зональность и физико-химический механизм таких преобразований остаются недостаточно раскрытыми, поскольку эти исследования проводятся в отрыве от изучения состава подземных вод. Огромный фактический материал по составу флюидов, минералого-петрографическим особенностям мезозойских пород Западной Сибири, накопленный с 50-х гг. прошлого века, расширил и во многом изменил наши представления о нефтегазоносных бассейнах. Однако, это не позволило убедительно объяснить причины и факторы, контролирующие формирование гидрогеохимической и аутигенно-минералогической зональности артезианского бассейна. Объект исследования выбран неслучайно, так как оксфордский резервуар характеризуется наибольшей степенью геолого-геофизической изученности среди юрских отложений (горизонт Ю<sub>1</sub>). Традиционно при изучении нефтегазоносных отложений литологи рассматривали их минералого-петрографические особенности, а гидрогеологи – геохимию содержащихся в них подземных вод. В настоящей работе сделана попытка синтеза этих научных подходов по отношению к конкретному объекту.

Отложения оксфордского регионального резервуара с гидрогеологической точки зрения соотносятся с верхнеюрским водоносным комплексом, который, согласно принятой гидрогеологической стратификации, входит в состав нижнего гидрогеологического этажа. Объектом минералого-петрографического исследования являлись песчаные породы проницаемой части резервуара в составе верхневасюганской и нижнесиговской подсвет, залегающие в интервале глубин 2980–3920 м и имеющие преимущественно мелководно-морской и прибрежно-морской генезис. Они характеризуются незначительными изменениями полимиктового состава обломочной части, преимущественно мелкозернистой, редко

средне-мелко- и мелко-среднезернистой структурой. Опорными стали разрезы, вскрытые и полностью охарактеризованные керном в скважинах Тюменская СГ-6 на севере и Западно-Новогодняя-210 на юге Надым-Тазовского междуречья.

Изученные подземные воды принадлежат к хлоридному или хлоридно-гидрокарбонатному натриевому типам (по С.А. Щукареву) с минерализацией, изменяющейся в широком интервале – от 5 до 70 г/дм<sup>3</sup>. В пределах Надым-Тазовского междуречья по ее величине четко выделяются три максимума, один из которых расположен на юге и приурочен к Холмистой площади (31–36 г/дм<sup>3</sup>), а другие два (в центральных районах) – к Известинской и Айваседопуровской площадям, с минерализацией 39–64 и 41–59 г/дм<sup>3</sup> соответственно [Новиков, Лепокуров, 2005]. В целом, в регионе прослеживается тенденция уменьшения минерализации подземных вод в северном, северо-западном направлениях – по мере приближения к границе глинизации оксфордского регионального резервуара и в северо-восточном направлении – по мере приближения к прибортовой зоне бассейна, где она снижается до 5–10 г/дм<sup>3</sup>. Та же закономерность прослеживается при смене химических типов подземных вод с хлоридного натриевого на хлоридно-гидрокарбонатный натриевый. Первый тип подземных вод характеризуется в катионном составе доминирующей ролью натрия, концентрации которого достигают 20–24 г/дм<sup>3</sup>, а в анионном составе – хлора, с концентрациями до 30–37 г/дм<sup>3</sup>. В хлоридно-гидрокарбонатном натриевом типе изменения происходят в анионном составе за счет возрастающей роли гидрокарбонат-иона до 25–47%-экв (2–3 г/дм<sup>3</sup>). В генетическом отношении изученные подземные воды можно отнести к четырем основным типам: 1) седиментогенным – имеющим изначально талассогенную природу, 2) древним инфильтрогенным – попавшим в осадочный бассейн в эпохи регрессии морского бассейна, 3) элизионным – отжатым из уплотняющихся глинистых отложений, включая процессы термодегидратации и 4) конденсатогенным – образовавшимся из водоуглеродной смеси при конденсации паров воды, сопровождающих формирование залежей углеводородов. Каждый из этих генетических типов имеет свои геохимические особенности, причем в настоящее время в водонапорной системе бассейна доминируют процессы их смешения. Наиболее сильно отличаются седиментогенные и конденсатогенные воды. Исключительно низкая общая минерализация конденсатогенных вод колеблется в пределах 1.6–7.5 г/дм<sup>3</sup>, составляя в среднем меньше 4.0 г/дм<sup>3</sup>. При этом отмечается присутствие, как в одном пласте, так и по разрезу отдельно взятого месторождения, самых разнообразных химических типов вод. Седиментогенные воды наоборот отличаются достаточно постоянным химическим составом и величиной минерализации 25–35 г/дм<sup>3</sup>.

Уже более 30 лет назад в научной сибирской гидрогеохимической школе, под руководством С.Л. Шварцева обоснован принцип равновесно-неравновесного состояния системы вода-порода, который означает, что все природные воды всегда неравновесны с одними минералами (эндогенными), которые они непрерывно растворяют, но в то же время они всегда равновесны с какими-то вторичными минералами, которые они постоянно формируют. Равновесно-неравновесное состояние системы вода-порода отражает ее внутренне противоречивый характер, определяющий способность к самопроизвольному, непрерывному, геологически длительному развитию с образованием принципиально новых вторичных минералов и геохимических типов воды, которые в совокупности следует именовать гидрогено-минеральными комплексами [Шварцев, 2008]. Выявлено, что, несмотря на невысокую соленость исследуемых вод (до 70 г/дм<sup>3</sup>) и очень длительное взаимодействие их с горными породами (десятки, а возможно и сотни миллионов лет), равновесия с первичными (эндогенными) минералами альбитом, анортитом, микроклином практически не наблюдается. В то же время подземные воды равновесны со слюдистыми минералами, Са-, Na- и Mg-монтмориллонитами, каолинитом, реже с Mg-хлоритом [Новиков, 2012].

Прослеживается ли аутигенно-минералогическая латеральная зональность оксфордского резервуара и связано ли это с особенностями геохимии вод? На севере исследуемого района, в Тюменской СГ-6 мощный алеврито-песчаный пласт (17 м) приурочен к верхней части верхневасюганской подсвиты (инт. 3855–3872 м). Состав обломочной части полево-

шпат-литокластито-кварцевый, с содержанием кварца – 39–57% (среднее – 47%), полевых шпатов – 12–35% (24%), литокластов – 20–33% (28%). В верхней половине пласта содержание карбонатно-глинистого цемента в породах обычно не превышает 10–15%. В нижней половине встречается несколько уровней интенсивной кальцитизации. Содержание тонко-мелкокристаллического кальцита достигает 30–40%, он корродирует большую часть обломков и в разной степени замещает некоторые из них. В незначительной степени развит более поздний доломит в виде тонкокристаллических ромбоэдров. Среди обломков кварца преобладают нерегенерированные обломки, их от 46 до 63%. Полевые шпаты, среди которых преобладают кислые плагиоклазы, в разной степени изменены – пелитизированы, в меньшей степени серицитизированы. Количественное соотношение слабо- и неизмененных полевых шпатов с умеренно измененными и сильно измененными следующее: 49–64, 39–45 и 5–6%. Отмечался редкий катаклаз плагиоклазов и в единичных случаях пластическая деформация его полисинтетических двойников. По всему разрезу в породах наблюдается развитие аутигенного пирита (от долей % до 5%), титанистых минералов (анатаза, лейкоксена – доли %).

В южной части Надым-Тазовского междуречья верхневасюганская подсвета изучена нами на целом ряде площадей. Состав песчаников меняется незначительно: средние содержания кварца варьируют в пределах 49–54%, полевых шпатов – 27–30%, литокластов – 19–22%. В Западно-Новогодней скв. 210 подсвета (инт. 3160–3199 м) подразделяется на два песчаных пласта (17 и 12 м), разделенных алевроито-глинистой пачкой. Песчаники мелко-, реже средне-мелко и среднезернистые, полевошпатово-литокластито-кварцевые, в верхнем пласте литокластито-полевошпатово-кварцевые. Характерно повышенное содержание цемента (от первых % до 45–50%), обусловленное интенсивной карбонатизацией пород. Среди аутигенных карбонатов преобладает тонко-среднекристаллический кальцит (10–45%), в меньшей степени развит пелитоморфный сгустковый сидерит (2–10%). Аутигенный кварц, формирующий преимущественно неполные регенерационные каемки, развит очень неравномерно, содержание его зависит от содержания цемента (в первую очередь интенсивности кальцитизации) и гранулометрического состава пород. Регенерировано от 10–15 до 70–80% обломков кварца, менее всего регенерация проявлена в породах с максимальным содержанием цемента. В кальцитизированных песчаниках наблюдается коррозия регенерационных каемок. В слабо карбонатизированных песчаниках пласта Ю<sub>1</sub> содержание регенерированных обломков кварца варьирует в пределах 26–37%, а в более грубозернистых песчаниках пласта Ю<sub>1</sub><sup>1</sup> – от 56 до 75%. Соотношение полевых шпатов, в различной степени измененных (пелитизация, каолинитизация, реже – альбитизация, серицитизация, среди плагиоклазов заметно проявлен катаклаз), меняется по разрезу незначительно: сильно измененных – 5–6%, умеренно измененных – 30–38%, слабо измененных – 56–64%. В составе глинистой части цемента проявлен в разной степени перекристаллизованный (от тонкочешуйчатого до крупно-мелкочешуйчатого) аутигенный поровый каолинит (1–5%), развивающийся также и по полевым шпатам. В восточном направлении содержание аутигенных минералов заметно снижается (Ярайнерская, Стахановская и другие площади). В разрезах проницаемой части оксфордского резервуара, представленных нижнесиговской подсветой (Верхнетолькинская, Приозерная, Западно-Красноселькупская площади), в составе песчаников несколько увеличивается содержание обломков пород (средние – 27–30%), снижается кварца (41–51%) и полевых шпатов (20–29%). Картина аутигенного минералообразования в породах довольно пестрая. Незначительно развита регенерация кварца – лишь у 15–25% его обломков сформированы неполные регенерационные каемки, доля регенерированных обломков возрастает до 48–61% в мелко-среднезернистых песчаниках Западно-Красноселькупской скважины. Интенсивно кальцитизированные прослои встречаются лишь в Приозерной скв. 92. Аутигенный каолинит (1–3%) приурочен также к разрезу Приозерной скважины, в двух других, появляясь только в прослоях более грубозернистых песчаников.

Результаты термодинамических расчетов показали, что в условиях неравновесно-равновесной системы вода-порода формирование аутигенных минералов происходит непрерывно и строго последовательно (каолинит → монтмориллонит → иллит → слюды → хлорит →

→ альбит → микроклин) при строго определенных геохимических параметрах среды (рН, концентрации в растворе  $\text{SiO}_2$ , Al, Na, K, Ca, Mg). Время в геологической эволюции системы вода – порода играет ключевую роль и по мере ее развития формируются более сложные гидрогенно-минеральные комплексы устойчивые к ужесточающимся термобарическим условиям зоны катагенеза [Новиков, 2015]. На пути установления равновесия подземных вод с первичными алюмосиликатными минералами всегда выступает карбонатный барьер, поэтому практически повсеместно мы наблюдаем карбонатизацию пород разной степени. В южных районах Надым-Тазовского междуречья в комплексе аутигенных минералов присутствует каолинит, что не характерно для северных районов, где больше проявлены процессы альбитизации. В восточном направлении процессы аутигенного минералообразования в целом затухают. Гидрогеохимические материалы логично дополняют полученную картину латеральной аутигенно-минералогической зональности. Установлено, что формирование каолинита протекает в около нейтральной среде (в среднем  $\text{pH} = 7.2$ ) при концентрации кремнезема в растворе  $10\text{--}25 \text{ мг/дм}^3$ , а образование аутигенного альбита начинается при концентрациях  $40\text{--}80 \text{ мг/дм}^3$  и  $\text{pH}$  среды около  $8.2\text{--}9.0$ . Из вышесказанного следует, что процессы формирования латеральной гидрогеохимической и аутигенно-минералогической зональности взаимосвязаны. Применение междисциплинарного подхода в исследованиях позволит приблизиться к решению сформулированной еще В.И. Вернадским проблемы геологической эволюции системы вода-порода-газ-органическое вещество.

#### Литература

Новиков Д.А., Лепкуров А.В. Гидрогеологические условия нефтегазоносных отложений на структурах южной части Ямало-Карской депрессии // Геология нефти и газа. 2005. № 5. С. 21–30.

Новиков Д.А. Гидрогеохимические условия образования аутигенного каолинита в зоне катагенеза (на примере арктических районов Западно-Сибирского мегабассейна) // Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами. Томск: Изд-во НТЛ, 2012. С. 467–470.

Новиков Д.А. Направленность процессов взаимодействия в системе вода-порода на примере арктических районов Западно-Сибирского мегабассейна // Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами. Владивосток: Дальнаука, 2015. С. 49–52.

Предтеченская Е.А., Вакуленко Л.Г., Злобина О.Н. Катагенез песчаников ниже-среднеюрских отложений Уренгойского района // Геология и геофизика. 1993. № 7. С. 70–79.

Сиротенко Л.В. Влияние глубинных факторов на коллекторские свойства пород // Тюменская сверхглубокая скважина (интервал 0–7502 м). Результаты бурения и исследования. Пермь: КамНИИКИГС, 1996. С. 175–183.

Шварцев С.Л. Взаимодействие в системе вода-порода как новая база для развития гидрогеологии // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27. № 6. С. 5–16.

Япаскурт О.В., Фролов В.Т., Горбачев В.И., Диковский А.А. Особенности постседиментационных преобразований раннемезозойских терригенных пород Ново-Уренгойской сверхглубокой скважины / Бюл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67. Вып 1. С. 73–84.

## НЕАНТИКЛИНАЛЬНЫЕ ЛОВУШКИ УГЛЕВОДОРОДОВ В ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Окнова Н.С.

Всероссийский нефтяной научно-исследовательский  
геологоразведочный институт, [Oknovan@mail.ru](mailto:Oknovan@mail.ru)

Поиски на структурах являются первым этапом нефтепоисковых работ, а второй, более продолжительный и сложный, связан с поисками залежей нефти и газа в неантиклинальных ловушках. Одним из первых, кто начал изучать неантиклинальные ловушки и залежи, был

В.А. Гроссгейм [Гостинцев, Гроссгейм, 1969]. Неантиклинальные ловушки формировались под действием литологических, стратиграфических, тектонических факторов. Можно выделить четыре основных типа неантиклинальных ловушек: литологически ограниченные, литологически экранированные, стратиграфически экранированные и тектонически экранированные [Окнова, 2012]. Неантиклинальные ловушки, так же, как и сводовые, формируются в основном на окраинах континентов. Согласно В.Е. Хаину и Б.А. Соколову [1984], окраины континентов, современные и древние, являются главными нефтегазоносными зонами Земли. Каждый из выделенных типов может быть подразделен на ряд подтипов, в зависимости от условий образования. Литологически ограниченные ловушки могут быть разделены на терригенные, седиментационные, сформированные в различных фациальных условиях: аллювиальные, дельтовые, прибрежно-морские, глубоководных конусов выноса. Постседиментационные ловушки обязаны своим образованием вторичным процессам. Среди биогенных ловушек выделяются рифовые, биогермные Литологические и стратиграфические экраны могут быть региональными или локальными. При выклинивании на склонах бассейнов образуются региональные зоны выклинивания, протягивающиеся на сотни километров, перспективные при поисках нефти и газа. Локальные выклинивания формируются на отдельных структурах, и в этих случаях образуются структурно-литологические и структурно-стратиграфические ловушки. Стратиграфические экраны обязаны своим происхождением, в конечном счете, стратиграфическим несогласиям. Распространенным типом резервуаров являются тектонически экранированные ловушки. На окраинах континентов возникают многочисленные разломы, которые служат экранами на путях миграции углеводородов и подводными каналами для проникновения их в более высоколежащие коллекторские толщи. Залежи, связанные с надвигами, мало исследованы, но их поиски перспективны.

В Тимано-Печорской провинции залежи в неструктурных ловушках были открыты в 1930-х гг. Первой из них было месторождение Чибью в пашийских отложениях, связанное с литологическим экранированием. В 1933 г. была открыта Ярегская залежь стратиграфически экранированная в афонинских и старооскольских отложениях. Залежь приурочена к пологой антиклинальной складке в северо-западной части Ухто-Ижмского вала. Породы представлены кварцевыми песчаниками, нередко пропитанными густой окисленной нефтью черной и темно-коричневой окраски ( $0.952 \text{ г/см}^3$ ). Продуктивные пласты залегают на глубинах 50–200 м. Коллекторские свойства очень высокие: пористость составляет до 22–27%, проницаемость до 3170 мД. Залежь разбита на блоки многочисленными дизъюнктивными нарушениями. К юго-востоку и северо-востоку от Ярегского месторождения продуктивные Западно-Искозьгоринское и Верхне-Чутинское месторождения также стратиграфически экранированные, с высокой пористостью около 20%. В среднедевонско-нижнефранское время на юге Тимано-Печорской провинции существовал мелководный морской бассейн, с широко развитыми гравитационными палеотечениями стокового типа, действовавшими по падению регионального палеосвода, в восточном направлении. При картировании динамических индексов условий осадконакопления, снятых с динамо-генетической диаграммы Г.Ф. Рожкова, была выявлена крупная палеodelта, которая продолжалась в Ижма-Печорскую впадину. Сформированные в дельтовых условиях Верхнеомринское и Нижнеомринское месторождения, литологически ограниченные, представляют собой приустьевые бары. Войвожское месторождение также связано с литологически ограниченными ловушками, которые приурочены к живетским и пашийским отложениям. В Западно-Тэбукском месторождении с постседиментационной залежью в живетских отложениях. В безглинистых живетских отложениях месторождении выявлена постседиментационная залежь в живетских отложениях. В безглинистых отложениях цемент (кальцит, сидерит, анкерит) части растворяется и образуются каверны, которые выполняются углеводородами. Скопления углеводородов связаны с пустотами выщелачивания с порово-каверновыми коллекторами.

Литологически и стратиграфически экранированные ловушки могут быть обусловлены региональным и локальным выклиниванием терригенных и карбонатных пород. Ловушки литологического и стратиграфического экранирования образуются чаще всего на

окраинах континентов в прибрежных зонах морских и океанических бассейнов и связаны с выклиниванием карбонатных пород терригенными, вверх по восстанию или замещением непроницаемых пород проницаемыми. Поскольку в Тимано-Печорской провинции отложения континентальных окраин распространены широко, то и зоны выклинивания встречаются часто. Прежде всего это региональные зоны выклинивания среднедевонских отложений, развитых в южной части провинции, на западном склоне Ижма-Печорской впадины, и на севере, где они окаймляют западный и восточный борта Печоро-Колвинского авлакогена и Лодминский вал. Чаще всего региональные выклинивания бывают смешанного типа – литолого-стратиграфические. В месторождении Возей ловушка – стратиграфически экранированная в среднедевонских отложениях. Возейское месторождение представляет собой брахиантеклиналь северо-западного простирания, с более пологим западных склоном и крутым флексуобразным восточным склоном, которое приурочено к региональному разлому, ограничивающим Колвинский мегавал. Среднедевонские отложения представлены чередованием кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов общей мощностью около 160–170 м. Залежи среднего девона стратиграфически экранированные, покрывкой их является тимано-саргаевская толща, представленная глинами и мергелями мощностью около 20–40 м.

Тектонически экранированные ловушки составляют Рассохинское и Курьинское месторождения с залежами в нижнепермских карбонатных отложениях – они имеют сбросовый, ступенчатый характер. Сигавейское ( $D_2$ ) месторождение в среднедевонско-нижнефранском комплексе на Печороколвинском валу имеет несколько сбросовых разломов, ловушка тектонически экранированная. Взбросовые тектонически экранированные ловушки развиты в Предуральском прогибе. Так, на валу Гамбурцева – это Хасырейское ( $D_1$ ), Нядейское ( $D_1$ ) месторождения. Примером залежи, связанной с надвиговыми структурами, служит газоконденсатное Вуктыльское месторождение. Это месторождение приурочено к брахиантеклинали субмеридионального простирания площадью около 250 км<sup>2</sup>. Продуктивная толща мощностью 800 м, приурочена к органогенным известнякам визейско-артинского яруса и перекрыта пачкой верхнеартинского подъяруса и гипсово-ангидритовой толщей кунгурского яруса, являющейся хорошей покрывкой. В связи с широким развитием надвиговых структур в Предуральском прогибе, можно ожидать здесь открытия новых месторождений, подобных Вуктыльскому. На Югидском месторождении свободный газ получен из газоконденсатной залежи в среднедевонских отложениях. Глубина 2673–3089 м. Пористость 8–10%, проницаемость до 371 мД. В северной части Тимано-Печорской провинции в верхнепермских отложениях была реконструирована палеодельта веерообразной формы. В триасовое время бассейн регрессировал на север, и дельтовые отложения наблюдаются уже севернее. Фрагмент дельты реконструирован на острове Колгуев. Для Песчаноозерского месторождения на основе комплексного анализа литологических данных построена палеогеографическая модель формирования палеодельты в форме «птичьей лапы» в чаркабожской свите. Основное русло палеодельты было направлено на северо-запад, затем оно расщеплялось на несколько рукавов. Между рукавами дельты располагались приустьевые гряды или бары, сложенные более крупнозернистым и лучше отсортированным материалом, где и формировались песчаные тела – ловушки. Отложения чаркабожской свиты отлагались в дельтовых условиях, являющихся наиболее благоприятными для нефтегазоаккумуляции, как это доказано практикой нефтегазопромысловых работ. Для Песчаноозерского месторождения характерны сбросовые нарушения в тектонически экранированных ловушках.

### Литература

- Гостинцев К.К., Гроссгейм В.А. Стратиграфические и литологические залежи нефти и газа. Л.: Недра, 1969. 364 с.
- Окнова Н.С. Неантеклинальные ловушки и их примеры в нефтегазоносных провинциях // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012. Т. 7. № 1. [http://www.ngtp.ru/tub/10/10\\_2012.pdf](http://www.ngtp.ru/tub/10/10_2012.pdf)
- Хаин В.Е., Соколов Б.А. Окраины континентов – главные нефтегазоносные зоны Земли // Сов. геология. 1984. № 7. С. 49–60.

## ТЕПЛОВЫЕ СВОЙСТВА ПОРОД В СВЕТЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ БАЖЕНОВСКО-АБАЛАКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ФРОЛОВСКОЙ МЕГАВПАДИНЫ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Оксенойд Е.Е.<sup>1</sup>, Попов Е.Ю.<sup>2</sup>, Габова А.В.<sup>2</sup>, Баширов Р.И.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>АУ «Научно-аналитический центр рационального недропользования им. В.И. Шпильмана», [oksenoyd@cr.ru](mailto:oksenoyd@cr.ru), [bashirustam@gmail.com](mailto:bashirustam@gmail.com)

<sup>2</sup>Сколковский институт науки и технологий, [e.popov@skoltech.ru](mailto:e.popov@skoltech.ru), [a.gabova@skoltech.ru](mailto:a.gabova@skoltech.ru)

Необходимость изучения тепловых свойств баженовской свиты, относящихся к числу базовых физических свойств пород, не вызывает сомнений для решения таких задач как моделирование процессов разработки при тепловом воздействии на пласт, расчет теплового потока и задание тепловых свойств при моделировании нефтегазоносных бассейнов. Вопрос о возможности и целесообразности высокоразрешающей непрерывной регистрации вариаций тепловых свойств для целей литологического изучения баженовской свиты ранее не обсуждался ввиду невозможности обеспечить профилирование комплекса тепловых свойств непосредственно на полноразмерном керне при помощи традиционной аппаратурно-методической базы.

В 2015 г. специалисты «Сколковского института науки и технологий» выполнили экспериментальные исследования тепловых свойств керна из трех скважин, предоставленного НАЦ РН им. В.И. Шпильмана. Исследования проводились на основе технологии оптического сканирования, обеспечивающей бесконтактные неразрушающие измерения тепловых свойств с их непрерывным профилированием вдоль каждого образца керна с пространственной разрешающей способностью 1–2 мм [Попов и др., 2015]. Изучение сухих неэкстрагированных образцов производилось при атмосферных термобарических условиях. В интервале развития баженовской и абалакской свит осуществлено профилирование тепловых свойств подряд на 252 образцах керна для скв. 7 Молодежная, 335 образцах для скв. 308 Западно-Унлорская и 196 образцах для скв. 30 Северо-Аркановская.

По результатам измерений для каждого образца керна были определены: теплопроводность  $\lambda_{\parallel}$  вдоль плоскости напластования и теплопроводность  $\lambda_{\perp}$  в направлении, перпендикулярном этой плоскости, коэффициент тепловой анизотропии, объемная теплоемкость и коэффициенты тепловой неоднородности каждого образца керна  $\beta_{\parallel}$  и  $\beta_{\perp}$  при сканировании соответственно вдоль и поперек напластования.

Согласно региональной стратиграфической схеме келловоя и верхней юры Западной Сибири скважины 308 Западно-Унлорская и 30 Северо-Аркановская находятся во Фроловско-Тамбейском структурно-фациальном районе, где выделяются абалакская и баженовская свиты. 7 Молодежная скважина расположена в Казым-Кондинском районе, где развиты абалакская и тутлеймская свиты, нижняя подсвита которой является стратиграфическим аналогом баженовской свиты. Подстилаются рассматриваемые отложения в обоих структурно-фациальных районах тюменской свитой.

Керновый материал из рассматриваемых скважин был изучен в рамках проводимой НАЦ РН им. В.И. Шпильмана в течение ряда лет программы по изучению геологии баженовско-абалакского нефтегазоносного комплекса. С привлечением специалистов из других организаций было выполнено комплексное литолого-петрографическое исследование керна, включающее большой объем лабораторных исследований, в том числе рентгеноструктурный, рентгенофазовый анализы и пиролиз Rock Eval. В результате в разрезе баженовско-абалакских отложений были выделены 10 пачек (5 – в баженовской и 5 – в абалакской свитах), различающиеся по литологическим особенностям, что находит отражение и в каротажных диаграммах [Олейник, Оксенойд, 2015].

В рассматриваемых скважинах охарактеризованность баженовско-абалакских отложений изменяется от 78% в 308 Западно-Унлорской до 33% в 7 Молодежной скважинах.



В скважине 7 Молодежной разрез существенно различается с таковыми, вскрытыми в двух других скважинах: как уже говорилось выше, в этой скважине баженовский горизонт представлен нижней подсвитой тутлеймской свиты, а толщина абалакской свиты практически в два раза сокращена (16 м против 27–28 м в 30 Северо-Аркановской и 308 Западно-Унлорской скважинах). Перечисленные факторы накладывают существенные ограничения на проведение корреляции.

Для совместного анализа тепловых свойств с литологическими характеристиками по каждой скважине были построены планшеты, а затем по трем скважинам – схема корреляции, на которую были вынесены следующие данные: каротажные диаграммы,  $C_{орг}$  по Rock Eval, карбонатность, литотипы по керну, границы пачек и графики изменения тепловых свойств: средние для каждого образца керна значения теплопроводности вдоль плоскости напластования и объемной теплоемкости, коэффициент тепловой анизотропии и коэффициент тепловой неоднородности образцов вдоль напластования, характеризующий структурно-текстурные особенности изучавшихся пород.

Контакт баженовской свиты с перекрывающими глинами фроловской свиты охарактеризован керном в скважине Западно-Унлорской 308. Вниз по разрезу наблюдается скачкообразное снижение средних значений теплопроводности (с 2.03 до 1.53 Вт/(м×К), **объемной теплоемкости** (с  $2.18 \times 10^6$  до  $2.02 \times 10^6$  Дж/(м<sup>3</sup>×К) и **коэффициента анизотропии** (с 2.13 до 1.93) и увеличение коэффициента тепловой неоднородности (с 0.11 до 0.25).

В скважине Молодежной 7 четкий эрозионный контакт абалакской и тюменской свит также находит отражение на графиках изменения тепловых свойств: вниз по разрезу среднее значение теплопроводности увеличивается (с 2.39 до 2.80 Вт/(м×К), **а средние значения объемной теплоемкости и коэффициента анизотропии уменьшаются** (с  $2.21$  до  $2.17 \times 10^6$  Дж/(м<sup>3</sup>×К) и с 1.77 до 1.38 соответственно). **Средняя величина коэффициента тепловой неоднородности остается на прежнем уровне** (0.16–0.17).

На границе баженовской и абалакской свит в скважине Западно-Унлорской 308 скачка значений параметров не наблюдается, отмечается уменьшение диапазона значений теплопроводности: среднее отклонение изменилось от 0.36 Вт/(м×К) **в баженовской до 0.2 Вт/(м×К) в абалакской свитах.**

Характерное изменение тепловых свойств отмечается в Западно-Унлорской 308 и Северо-Аркановской 30 скважинах в кровле 7 пачки в срединной части баженовской свиты. Здесь скачкообразно увеличиваются три рассматриваемых параметра: средняя теплопроводность вдоль плоскости напластования, объемная теплоемкость и коэффициент анизотропии. В скважине 30 Северо-Аркановской происходит и увеличение коэффициента тепловой неоднородности.

Пониженные значения теплопроводности баженовской и абалакской свит относительно вмещающих пород могут иметь разную природу. Если на эрозионном контакте тюменской и абалакской свит в скважине 7 Молодежной происходит переход алевролита серого мелко- крупнозернистого в аргиллит плотный крепкий, то есть меняется минералого-петрографическая характеристика породы (в ряду песчаник-алевролит-аргиллит теплопроводность уменьшается [Юдин и др., 2015]), то в скважине 308 Западно-Унлорской определяющим при переходе из высокобитуминозных аргиллитов баженовской свиты в слабобитуминозные аргиллиты подошвенной части фроловской свиты, вероятно, является падение значения  $C_{орг}$  с 21 до 6%, т.к. для баженовской свиты в большей степени теплопроводность обуславливается количеством низкотеплопроводного органического вещества в породах [Попов и др., 2015].

Отмеченное выше в кровле 7 пачки резкое изменение тепловых свойств может иметь несколько объяснений. На этой границе происходит уменьшение  $C_{орг}$  с 10.13% (8 пачка) до 7.27% (7 пачка) [Олейник, Оксенойд, 2015]. В скважинах Западно-Унлорской 308 и Северо-Аркановской 30 в кровле 7 пачки были выделены по ГИС (относительный максимум НКТб и относительный минимум ГК) плотные пропластки [Оксенойд и др., 2015], которые многие исследователи рассматривают как «потенциально проницаемые прослои», с которы-

ми связана продуктивность баженовской свиты [Алексеев и др., 2009]. В скв. 308 Западно-Унлорской в этом прослое по рентгеноструктурному анализу выделен доломит, который характеризуется более высокой теплопроводностью [Попов и др., 2015].

Результаты изучения комплекса тепловых свойств, полученные на представительной коллекции из 783 образцов керна, важны для формирования надежной базы исходных данных для термогидродинамического и бассейнового моделирования. Применявшийся подход с непрерывным теплофизическим профилированием всего имеющегося керна скважин может быть использован в комплексе методов исследования баженовской свиты для детальной характеристики разномасштабных вариаций тепловых свойств пород вдоль скважин.

### Литература

*Алексеев А.Д., Немова В.Д., Колосков В.Н., Гаврилов С.С.* Литологические особенности строения нижнетуглеймской подсвиты Фроловской нефтегазоносной области в связи с особенностями ее нефтеносности // Геология нефти и газа. 2009. № 2. С. 27–33.

*Оксенойд Е.Е., Мухер А.Г., Олейник Е.В.* Литология коллекторов баженовской свиты по результатам изучения керна западной части Фроловской мегавпадины (Западная Сибирь) // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Ханты-Мансийск: ОАО «Тюменский дом печати», 2015. Т. 1. С. 79–86.

*Олейник Е.В., Оксенойд Е.Е.* Литологические особенности баженовско-абалакских отложений Фроловской мегавпадины (Западная Сибирь) // Особенности разведки и разработки месторождений нетрадиционных углеводородов. Казань. 2015. С. 238–242. [http://www.antat.ru/ru/science/conferences/documents/Stendi\\_2.pdf](http://www.antat.ru/ru/science/conferences/documents/Stendi_2.pdf).

*Попов Е.Ю., Попов Ю.А., Спасенных М.Ю. и др.* Тепловые свойства пород баженовской свиты // Нефтяное хозяйство. 2015. № 10. С. 32–37.

*Юдин В.А., Королёв А.В., Афанаскин И.В., Вольпин С.Г.* Теплоемкость и теплопроводность пород и флюидов баженовской свиты – исходные данные для численного моделирования тепловых способов разработки. М.: ФНЦ НИИСИ РАН, 2015. 225 с. <https://www.niisi.ru/n3.pdf>

## СТРУКТУРНО-ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД АЧИМОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В АНОМАЛЬНОЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ

**Олейник Е.В., Толубаева Г.Е., Степанова Е.А.**

*АУ «Научно-аналитический центр рационального недропользования им. В.И. Шпильмана», [oleynik@cr.ru](mailto:oleynik@cr.ru), [geomod@cr.ru](mailto:geomod@cr.ru), [ea\\_stepanova@cr.ru](mailto:ea_stepanova@cr.ru)*

Нами рассматривались текстурные особенности, вещественный состав в фондоформной части ачимовских отложений в аномальной баженовской зоне, в отложениях – ахской, сортымской, мегионской свит, во временном диапазоне верхняя юра, волжский-нижний мел, берриас-валанжин-готерив, по описанию кернов [Алексеев, 2003], и привязке к геологической модели [Геологическое..., 2007]. Район работ: аномальные отложения баженовской свиты Верхнеказымской, Западно-Ватлорской, Чанатойской, Восточно-Сыхтымской, Южно-Конитлорской, Восточно-Юрьевской, Кечимовской, Нонг-Еганской, Лас-Еганской, Повховской, Усть-Котухтинской, Янчинской, Восточно-Янчинской площадей; Приобско-Надымского, Сургутского, Нижневартовского нефтегазоносных районов.

Для пород ачимовских отложений АчБВ<sub>8,9</sub>, осложняющих аномальную часть разреза баженовской свиты, характерны текстуры: изометричная, мозаичная, флюидальная, шаровая, линзовидная, а так же наличие слабобитуминозных и среднебитуминозных аргиллитов темно-коричневого цвета, остатки раковин пелеципод, песчаников светло-серых, мелко-,

среднезернистых, с карбонатным цементом, со следами взмучивания, перемятости; алевролитов серых, крепких, плотных, слабослюдистых. В породе встречены халькопирит, обломки углистого вещества, микротрещины, заполненные углистым веществом, кальцитовые прожилки, желваки сидерита [Атлас..., 1988], ходы илоедов. Наличие пирита является характерным для пород баженовской свиты. Пирит встречается в различных модификациях в виде округлых стяжений, овальной формы – нодулей, линз, линзочек, часто развивается по органическим остаткам, для более глубоководных зон характерна разновидность пирита в виде халькопирита. Ачимовские отложения в рассматриваемом районе, представляют собой конус выноса с эрозионным размывом. Экраном снизу являются породы георгиевской свиты, сверху – породы самотлорской пачки. Самотлорская пачка представлена аргиллитами темно-серого цвета со слабым зеленоватым оттенком, с плитчатой и угловатой отдельностью, с раковистым и полураковистым изломом с зеркалами скольжения, с присыпками слюдистого и углистого материала по плоскостям напластования, трещинами, заполненными натечными формами кварца, с зернами сидерита. Сидерит встречается в гроссулярной форме и в виде лейстов. Самотлорская пачка примыкает к отложениям баженовской свиты в районе скв. 64 Повховская [Олейник, 2012]. Самотлорская пачка в фондоформной части отличается зеркалами скольжения.

Ачимовские отложения пласта БВ<sub>6,7</sub> в аномальной зоне баженовских пород представлены в районе Кечимовской, Нонг-Еганской площадей. Конус выноса АчБВ<sub>6,7</sub> в районе, где нами отбирались керны, имеет сложное геологическое строение, с 5-ю залежами нефти. Все залежи – структурно-литологические. Мощность нефтенасыщенных песчаников от 0.9 до 4.8 м. Дебиты нефти – 6.0–24 м<sup>3</sup>/сут. Экранами конуса выноса являются: снизу – породы георгиевской свиты, сверху – отложения урьевской пачки. Урьевская пачка над пластом БВ<sub>6</sub> (К<sub>1v</sub>) в фондоформной части – отличается тонкоплитчатой отдельностью, наличием небольших прослоев и линз алевролитовых пород с карбонатным цементом. Пачка примыкает к породам баженовской свиты в скв. 61 Кечимовской площади. В зоне примыкания урьевская пачка сложена глинами, аргиллитами с плитчатой и тонкоплитчатой отдельностью, с раковистым и полураковистым, угловатым изломами. Породы ачимовских отложений, слагающие конус выноса, представлены песчаниками серого цвета, средне-, мелкозернистыми. Присутствуют прослои углефицированных растительных остатков. Алевролитовые разности серые, темно-серые, с буроватым оттенком. Текстуры нарушения: обломки нижележащих битуминозных глин в сероцветных песчаниках, контакты разрыва. Текстуры конседиментационных деформаций, вдавливания, связанные с вертикальными напряжениями, они возникают на границах слоев различного состава. К ним относятся шаровые и подушечные текстуры, конволютная слоистость. Пластичные слойки изгибаются вверх и вниз, образуя неровные волнистые линии, другие следы вертикальных нагрузок. Шаровая текстура представляет собой текстуру внедрения, условием ее возникновения является наличие песчаного слоя над гидропластичным глинистым осадком. Встречаются обломки нижележащих битуминозных пород в сероцветных глинах, сеть прожилков кальцита, эрозионные контакты. Этот набор признаков характеризует ачимовские пласты АчБВ<sub>6,7</sub> как мелководные. Кроме того, чертами мелководности являются – неоднородный мелко-, среднезернистый состав обломочных разностей; серо-зеленый цвет, наличие в песчаниках, алевролитах, глинах прожилков кальцита. Все эти признаки говорят о глубине осаждаемых осадков, от 100 м и выше (50, 40 м). Также встречены следы морских илоедов, донных беспозвоночных: детритоедов, грунтоедов. Отдельность – плитчатая, горизонтальная; зеркала скольжения. Слоистость линзовидно-волнистая. Песчаники серые, песчаники с зеленоватым оттенком. Прожилки кальцита, прослойки карбонатных пород, раковин пелеципод. Песчаники карбонатные, встречаются зерна сидерита. Аргиллиты битуминозные, черные с коричневым оттенком, с прожилками кальцита, крепкие, плотные, плитчатые, с пиритизированными остатками раковин, углефицированными остатками растений, редкий растительный детрит. Аргиллиты битуминозные, черные, с коричневым оттенком. Пирит присутствует в виде микроглобул и их агрегатов, ориентируясь по слоистости, обогащенных органическим веществом. Пирит

заменяет не только остатки микроорганизмов, но и растительный детрит, что говорит об опресненной береговой зоне.

Ачимовская толща представляет собой глубоководные конуса выноса, сформировавшиеся в результате перемещения песчаного материала из мелководных обстановок под действием энергии потока и гравитационных сил. Конуса выноса распространены по площади и по разрезу очень неравномерно. Наибольшая мощность накапливалась в понижениях рельефа. Мощность аномальной части баженовской свиты в скв. 101 Усть-Котухтинской площади составляет 99 м, в скв. 193 Нонг-Еганской площади – 80 м, в скв. 183 Нонг-Еганской площади – 48 м, в скв. 130 Нонг-Еганской – 36 м, в скв. 105 Восточно-Юрьевской площади – 88 м; в скв. 107 Южно-Конитлорской пл. – 57 м, в скв. 170 Восточно-Сыхтымской площади – 56 м, в скв. 303 Чанатойской площади – 32 м, в скв. 46 Западно-Ватлорской площади – 110 м, в скв. 40 Верхнеказымской площади – 45 м.

Отложения АчБС<sub>11-13</sub> в аномальной части разреза баженовской свиты находятся во временном диапазоне – верхняя юра, волжский J<sub>3v</sub>-нижний мел, валанжин K<sub>1v</sub> в зоне примыкания савуйской пачки, район скв. 107 Южно-Конитлорской площади; скв. 105 Восточно-Юрьевской площади.

Общими структурно-текстурными признаками пород савуйской пачки над пластом БС<sub>11</sub> по описанию кернов, в зоне примыкания к баженовской свите, являются следующие: линзовидно-волнистая, косоволнистая, косая, слоистость со следами взмучивания; наличие хлоритов, смешанно-слоистых образований типа хлорит-монтмориллонит, что придает аргиллитам зеленоватый оттенок. Процессы хлоритизации и сидеритизации протекают при невысоких температурах осадкообразования бассейна. Характерны кальцитовые включения и прожилки. Песчаники серого и бурого цвета, мелко-, среднезернистые, слабослюдистые, с мелкими углефицированными растительными остатками. Породы с глинистым и карбонатным цементом. Встречаются сидеритовые конкреции. Слоистость линзовидно-волнистая. Алевролиты темно-серого цвета и серого с буроватым оттенком.

Ачимовские отложения скв. 107 Южно-Конитлорской площади; скв. 105 Восточно-Юрьевской площади относятся к конусу выноса, расположенному в аномальной зоне баженовской свиты пласта БС<sub>11-13</sub>. Ачимовские отложения скв. 170 Восточно-Сыхтымской площади к БС<sub>10</sub>, с **примыканием чеускинской пачки к баженовской свите**. Ачимовские отложения скв. 40 Верхнеказымской площади, скв. 46 Западно-Ватлорской площади, скв. 303 Чанатойской площади относятся к конусу выноса АчБС<sub>1-5</sub>, осложненному аномальным разрезом баженовской свиты, с **примыканием пимской пачки [Олейник, 2012]**. Мощность аномальной баженовской свиты в скв. 107 Южно-Конитлорской площади составляет 57 м, в скв. 105 Восточно-Юрьевской площади – 88 м.

Текстуры, характерные для ачимовских отложений пласта БС<sub>11-13</sub> – линзовидно-волнистая, шаровая, флюидальная, следами турбидитового потока с **вертикальными трещинами**, заполненными кальцитом, со следами жизнедеятельности илоедов, стяжениями сидерита, прослой песчаника пропитаны нефтью. Так же характерны линзовидно-волнистая текстура, горизонтально-волнистая, наклонная, горизонтально-наклонная слоистость, градиционная слоистость, присыпки углистых минералов.

Скв. 170 Восточно-Сыхтымская площадь характеризует конус выноса ачимовских отложений в аномальной баженовской зоне пласта БС<sub>10</sub>. Ограничен конус выноса чеускинской пачкой. Экраном конуса выноса снизу служат отложения георгиевской свиты. Общими структурно-текстурными признаками пород чеускинской пачки над пластом БС<sub>10</sub> по описанию кернов, являются следующие: текстуры – линзовидная, горизонтально-волнистая, линзовидно-волнистая. Пачка содержит стяжения и конкреции сидерита, марказитовые образования и конкреции марказита; а также раковины пелеципод, брахиопод. Сидеритовые конкреции биохемогенного происхождения. Особенности морфологии зерен сидерита говорят о том, что его образование связано с биологическими факторами и представлено псевдоморфозами сидерита по биогенному веществу. Сидеритовые конкреции включают минерализованные органические остатки глобулярной формы, вероятно, по микрофосси-

лиям. Породы АчБС<sub>10</sub> – представлены переслаиванием битуминозных пород и прослоев песчаников светло-серых, среднезернистых, с глинистым цементом, с рассеянным углистым детритом. Алевролиты серые, с **наклонной слоистостью**. Аргиллиты с зеркалами скольжения. Текстура – брекчевидная, зеркала скольжения. Размер брекчий – 2–4 см. Мелкий растительный детрит.

Породы АчБС<sub>1-5</sub> представлены в скв. 303 Чанатойской площади, скв. 46 Западно-Ватлорской площади и скв. 40 Верхнеказымской площади. Конус выноса в аномальной части баженовской свиты, ограничен пимской пачкой, примыкающей к отложениям баженовской свиты. Экраном конуса выноса снизу служат отложения абалакской свиты, сверху – пимской пачки. В скв. 303 Чанатойской площади породы аномальной части разреза представлены аргиллитами черными с ровным изломом, отпечатки аммонитов, встречен халькопирит, излом угловато-неровный. В скв. 46 Западно-Ватлорской аномальная баженовская свита, сложена породами – песчаниками светло-серого цвета, мелкозернистыми, слабослюдистыми, с мелким углистым детритом. Аргиллиты темно-серые, плотные, с **полураковистым изломом**, горизонтально-наклонной слоистостью. Песчаник с растительным детритом. Песчаник с линзами аргиллита брекчевидной формы. Текстура линзовидно-волнистая. Песчаник серый, мелкозернистый, с **прослоями аргиллита темно-серого и сидерита**. Слоистость горизонтально-наклонная. Скв. 40 Верхнеказымская площадь, аргиллиты темно-серые, с коричневым оттенком, высокобитуминозные, присыпки слюдистого материала, обломки углистого детрита. Аргиллиты с углефицированными остатками онихит, отпечатками растений, фауны, излом угловатый, пиритизированные растительные остатки, излом раковистый и угловато-неровный излом, зеркала скольжения, углистый детрит. Алевролиты серые мелкозернистые, горизонтальная слоистость, углефицированные растительные остатки. Слоистость наклонно-горизонтальная, полураковистый излом. Аргиллито-серицитовая кремнистая порода серая с буроватым оттенком, растительные остатки, линзы и прослои песчаника. Присыпки углистого детрита. Аргиллито-серицитовая порода, серая с буроватым оттенком, плотная, с полураковистым изломом, слоистость наклонная. Песчаник серый, мелкозернистый, текстура – линзовидно-волнистая, наклонная. Прослои карбонатной породы. Крупные пиритизированные растительные остатки, раковины пелеципод.

В районе скв. 107 Южно-Конитлорской площади находится залежь нефти в аномальной части разреза, **структурно-литологическая**. В районе скв. 170 Восточно-Сыхтымской площади находится залежь нефти в аномальной части разреза, структурно-литологическая. В районе скв. 303 Чанатойской площади находится залежь в аномальной части разреза. Залежь ачимовских отложений – структурная.

Таким образом, по анализу текстур отложений АчБВ<sub>8-9</sub>, АчБВ<sub>6-7</sub>, АчБС<sub>11-13</sub>, АчБС<sub>10</sub>, АчБС<sub>1-5</sub> выявлены следующие закономерности: 1) отложения АчБВ<sub>8-9</sub>, АчБВ<sub>6-7</sub>, врезанные в битуминозные породы формировались на седиментационной стадии осадконакопления за счет подводных течений; 2) ачимовские отложения АчБВ<sub>8-9</sub>, АчБВ<sub>6-7</sub> относятся к отложениям конусов выноса с эрозионным размывом; 3) набор текстур, характерный для ачимовских отложений пласта БВ<sub>6-7</sub> показывает их мелководность. Чертами мелководности являются – неоднородный мелко-, среднезернистый состав; серо-зеленый цвет; 4) ачимовские отложения пласта Ач БС<sub>11-13</sub>, осложняющие баженовский разрез несут следы турбидитового потока, характеризуются вертикальными трещинами, заполненными кальцитом, наличием стяжений сидерита, многочисленными следами жизнедеятельности илоедов; 5) породы ачимовских отложений пласта БС<sub>10</sub> в аномальной имеют следы оползневого характера, зеркала скольжения, брекчевидные текстуры; 6) отложения ачимовских пород пласта БС<sub>1-5</sub> в аномальной баженовской зоне характеризуются конусом выноса с большой мощностью депоцентра (110 м), фауной аммонитов, обилием раковин пелеципод, растительного детрита, текстур линзовидно-волнистых, брекчевидных.

### Литература

- Алексеев В.П.* Литолого-фациальный анализ. Екатеринбург: Изд-во УГГА, 2003. 147 с.  
Атлас конкреций. Л.: Недра, 1988. 323 с.  
Геологическое строение и нефтегазоносность неокомского комплекса Ханты-Мансийского автономного округа–Югры. Атлас. Тюмень: ГП НАЦ РН им. В.И. Шпильмана, 2007. 191 с.  
*Олейник Е.В.* Влияние особенностей строения покрышек клиноформных резервуаров на нефтегазоносность осложненной и неосложненной частей неокомского НГК // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО–Югры. Т. 1. Ханты-Мансийск: «Издательство НаукаСервис», 2012. С. 95–104.

## КОРРЕЛЯЦИЯ РИФЕЙСКИХ ТОЛЩ ИШЕРИМСКОЙ И ЛЯПИНСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ ЗОН (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ) И ПРОБЛЕМА ОБСТАНОВОК ФОРМИРОВАНИЯ УГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦЕВ

Петров Г.А.

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, georg\_petrov@mail.ru*

Рифейские образования широко распространены в пределах Центрально-Уральского поднятия на Северном Урале. Согласно современным схемам районирования [Жданов, 2009], для рифейского времени в указанном районе выделяются две структурно-формационные зоны (СФЗ) – северная Ляпинская и южная Ишеримская. Граница между упомянутыми зонами тектоническая, она проходит на широте р. Ниолс (левый приток Вишеры).

Согласно [Унифицированные..., 1994], для Ишеримской СФЗ (Верхнепечорско-Косвинского района) выделяются две среднерифейские свиты – расьинская и мойвинская и три позднерифейские – ишеримская, велсовская и чувальская. Позднее верхняя часть мойвинской свиты была выделена в отдельную среднерифейскую муравьинскую свиту, для ишеримской свиты получены данные, обосновывающие ее среднерифейский возраст, а чувальская свита отнесена к ордовика на основании находок фаунистических остатков [Жданов, 2009, Петров и др., 2015]. По последним данным, с учетом результатов геологосъемочных и научно-исследовательских работ, стратиграфическая последовательность докембрийских образований Ишеримской СФЗ выглядит следующим образом.

Наиболее древними в данном районе считаются альбит-серицит-хлорит-кварцевые, углеродисто-хлорит-кварцевые сланцы с прослоями магнетитсодержащих известковисто-хлорит-серицит-кварцевых сланцев, кварцитопесчаников и кварцитов, относимые к *расьинской свите* среднего рифея [Государственная..., 2006]. Выше залегают образования *мойвинской свиты* – доломиты, известняки, часто мраморизованные; среди карбонатных пород находятся прослои сланцев (альбит)-хлорит-серицит-кварцевого, серицит-кварцевого составов, часто углеродсодержащих, иногда известковистых, и кварцитопесчаников. Среднерифейский возраст мойвинской свиты принят на основании **Pb-Pb определения абсолютно**го возраста (1270–1260 млн лет), выполненного по монофракции галенита, отобранной из доломитов рудопроявления Кожевно на р. Велс (устное сообщение Б.В. Клименко, 1998 г.). На карбонатных породах мойвинской свиты залегают сланцы хлорит-серицит-кварцевого, серицит-кварцевого, хлорит-кварцевого составов с прослоями углеродсодержащих разностей, филлитов, кварцитопесчаников, кварцитов, реже мраморизованных известняков или доломитов, относящиеся к *муравьинской свите*, предположительно среднерифейского возраста. Среднерифейский разрез завершается терригенными образованиями *ишеримской свиты* [Петров и др., 2015], залегающей с размывом на нижележащих отложениях. В составе свиты преобладают кварцитопесчаники, песчаники олигомиктовые и аркозовые, при-

сутствуют сланцы (углеродисто)-серицит-кварцевые, хлорит-серицит-кварцевые, прослой гравелитов, мелкогалечных конгломератов, среди песчаников известны горизонты полосчатых титан-циркониевых руд. Позднерифейская *велсовская свита* представлена сланцами серицит-углеродисто-кварцевыми, (углеродисто)-хлорит-серицит-кварцевыми, иногда альбит- или магнетитсодержащими, филлитами, доломитами, известняками, в верхней части распространены метавулканиты (актинолит)-эпидот-альбит-хлоритового состава и кварцитопесчаники.

В составе Ляпинской СФЗ (Тельпосско-Саблинский район) по [Унифицированные..., 1994] выделяются раннерифейские маньхобеинская и щокурьинская свиты, среднерифейские ошизская толща и пуйвинская свита, позднерифейские хобеинская, мороинская и саблегорская свиты. Результаты исследований по стратиграфии Приполярного Урала, выполненных после 1993 г., отражены в [Государственная..., 2005, 2013]. Основание рифейского разреза представлено среднерифейской *маньхобеинской свитой* гнейсовидных полевошпат-кварцевых метапесчаников с гранатом, амфиболом, часто слюдистых, местами содержащих редкие прослой метагравелитов, разделенных толщей кристаллических сланцев слюдяно-альбит-кварцевого и слюдяно-полевошпат-кварцевого состава с эпидотом, актинолитом и биотитом. По данным А.М. Пыстина [1994], скорее всего, маньхобеинская свита представляет собой диафориты по залегающим ниже метаморфическим породам няртинского гнейсо-мигматитового комплекса. Маньхобеинская свита стратиграфически перекрывается среднерифейской *щокурьинской*, в состав которой входят слюдистые мраморы, а также мусковит-(хлорит)-кварцевые сланцы, переслаивающиеся с известковисто-мусковит-хлоритовыми сланцами, часто филлитовидными. Отмечаются прослой и линзы полевошпатовых кварцитов, метагравелитов и метаконгломератов. В нижней части свиты наблюдается преобладание сланцев известковисто-гранат-хлорит-альбит-кварцевого состава, которые кверху постепенно сменяются полевошпатовыми кварцитами. Среднерифейский разрез Ляпинской СФЗ завершается *пуйвинской свитой*, которая представлена, главным образом, парасланцами (биотит) хлорит-мусковит-альбит-кварцевыми, в том числе графит-гранатсодержащими, часто с линзами мраморизованных доломитов. В ее составе также принимают участие аповулканогенные альбит-эпидот-хлорит-актинолитовые, эпидот-альбит-роговообманковые сланцы и альбитовые амфиболиты. Л.Т. Белякова [1972] расчленяет свиту на три толщи: нижнюю, существенно сланцевую; среднюю, представленную известковистыми сланцами, мраморизованными известняками и доломитами, а также метавулканитами и ортосланцами основного состава; и верхнюю, в составе которой преобладают углеродсодержащие (графитоидные) парасланцы филлитовидного облика с редкими пластами metabазальтов. Пуйвинская свита залегает на щокурьинской со стратиграфическим несогласием; в основании ее выделяется толща слюдистых полевошпатовых кварцитов с прослоями кварц-слюдяных сланцев, гравелитов и конгломератов, получившая название «ошизской» по аналогии со свитой, выделенной ранее К.А. Львовым. Среднерифейский возраст свиты обосновывается определениями микрофоссилий [Государственная..., 2005]. По разрезу р. Кожим в отложениях нижней толщи пуйвинской свиты установлены: *Leiosphaeridia crass* (Naum.) Tim., *L. incrasata* (Naum.) Tim., *L. bicrura* Jank., *L. jatica* (Tim.), Mikh. et Jank., *L. minutissima* (Naut.) Tim., *Satka granulose* Jank., *S. farosa* Jank., *Synsphaeridium solediforme* Tim. Залегающая выше по разрезу с размывом *хобеинская свита* традиционно относится к позднему рифею (хотя, обоснование возраста данного стратона отсутствует). Свита представлена белыми или светло-серыми кварцитами, аркозовыми метапесчаниками, метаалевролитами, сланцами серицит-хлорит-кварцевыми, мусковит-альбит-хлорит-кварцевыми. В нижней части развиты линзы известковистых метапесчаников и мраморов. В подошве свиты отмечаются линзы и пластовые тела метаконгломератов и метагравелитов. К позднерифейским образованиям относится также *мороинская свита*, согласно залегающая на хобеинской. Состав мороинской свиты весьма изменчив и определяется различными соотношениями карбонатных и терригенных пород и наличием или отсутствием вулканогенного материала, в связи с чем выделяются два типа разреза: карбонатно-сланцевый и терригенно-сланцевый с

пластами эффузивов основного состава и ортосланцев. Преобладающими в разрезах свиты породами являются кварц-серицитовые (нередко – филлитовидные) и хлорит-серицит-альбит-кварцевые сланцы, алевросланцы, метаалевролиты. В нижней части разрезов нередко присутствуют линзы доломитов и мраморов мощностью до 100 м, в верхней – среди темно-серых углеродсодержащих сланцев отмечаются прослои алевролитов и кварцито-песчаников, линзы гравелитов и конгломератов, пласты эффузивов основного состава, аповулканогенных сланцев по базальтам и андезибазальтам и их туфам. Пререкрывающая мороинскую *саблегорская свита* позднего рифея-венда представлена риолитами с фельзитовой структурой, метариолитами и метадацитами альбитизированными и их туфами, лавами, кластолавами и туфобрекчиями. Широко развиты туфы кислого состава. В нижней части свиты преобладают базальты, андезиты и их туфы. Встречаются прослои хлорит-серицит-кварцевых и филлитовидных сланцев и реже прослои известняков. В подошве свиты присутствуют линзы конгломератов. Для свиты характерна резкая фациальная изменчивость.

Касаясь корреляции рифейских толщ Ишеримской и Ляпинской СФЗ, можно отметить следующее: наиболее очевидно сходство свит, в составе которых преобладают карбонатные породы (мойвинская и шокуринская) и метапесчаники (кварцевые и аркозовые) – это ишеримская и хобеинская свиты. Соответственно, муравьинскую свиту Ишеримской структуры можно сопоставить с пуйвинской из более северных районов, а велсовскую – с мороинской. Хобеинская свита, вероятно, имеет среднерифейский возраст, так же как ишеримская.

Углеродистые сланцы пользуются наиболее широким распространением в составе среднерифейских муравьинской и пуйвинской и позднерифейских велсовской и мороинской свит. По мнению В.П. Водолазской [Государственная..., 2013], разрезы мороинской свиты с преобладанием углисто-кремнистых и углисто-глинистых сланцев, формировались в более глубоководных условиях по сравнению с безуглеродистыми карбонатно-терригенными. И действительно, в составе пачек углеродистых сланцев обоих стратиграфических уровней (средне- и позднерифейских), отсутствуют грубообломочные породы; чаще всего мы наблюдаем метаморфизованные углеродистые пелиты, алевропелиты или кремнистые сланцы, реже – углеродисто-глинисто-карбонатные породы. По петрографическим наблюдениям, содержания углеродистого вещества чаще всего не превышают 5–10%. Интенсивно проявленные складчатость и разрывные нарушения, а также весьма неравномерная, часто неудовлетворительная обнаженность, не позволяют достоверно установить форму и размеры тел углеродисто-тонкотерригенных пород. Тем не менее, учитывая широкое распространение углеродистых сланцев в пределах Ишеримской структуры (десятки км<sup>2</sup>), и не столь равномерное, но также в некоторых районах весьма значительное – в составе Ляпинской структуры, можно предположить, что фрагменты палеобассейнов, где происходило формирование углеродистых пелитов, имели достаточно значительные размеры. Известно, что углерод-содержащие осадочные породы формируются в самых различных обстановках. Как отмечают Я.Э. Юдович и М.П. Кетрис [2015], образование углеродистых сланцев контролируется тремя факторами – величиной первичной биопродукции, степенью фоссилизации органического углерода и скоростью минеральной седиментации. К сожалению, крайне недостаточная изученность этих образований на Северном Урале пока не позволяет достаточно определенно реконструировать условия и структуры, в которых происходило накопление углерод-содержащих тонкотерригенных пород; это задача дальнейших исследований. Можно предположить, что формирование углеродисто-терригенных толщ связано с эпохами трансгрессии в условиях мелководных континентальных бассейнов, как это обосновывается, например, в работе [Еганов, 2001].

*Исследования выполнены при поддержке Программы фундаментальных исследований УрО РАН (проект 15-18-5-35).*



### Литература

Белякова Л.Т. Стратиграфическое расчленение доордовикских отложений Ляпинского антиклинория (Приполярный Урал) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока Европейской части СССР. Вып. 7. Сыктывкар: Коми книжное издательство. 1972. С. 21–33 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Уральская серия. Лист Q-41 (Воркута). Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2005. 335 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Уральская серия. Лист P-40 (Североуральск). Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2006. 332 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Уральская серия. Лист Q-40 (Печора). Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2013. 365 с.

Еганов Э.А. Особенности развития углеродистых формаций в бассейнах седиментации девонского периода // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 4. С. 690–703.

Жданов А.В. Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 (актуализированная версия). СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 380 с.

Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Гердес А., Маслов А.В. Первые результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования обломочных цирконов из метапесчаников Ишеримского антиклинория (Северный Урал) // Докл. РАН. 2015. Т. 464. № 5. С. 589–593.

Пыстин А.М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука, 1994. 208 с.

Унифицированные и корреляционные схемы Урала. Докембрий и палеозой. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, УГСЭ. 1994.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. М.-Берлин: Директ-Медиа, 2015. 272 с.

## САПОНИТОВЫЕ И АНАЛЬЦИМ-САПОНИТОВЫЕ ПОРОДЫ БЕНТОНИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ ВЕНДА НА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Погребной В.Т.

ГП «Днепрогеофизика», vit.pogrebnoy@yandex.ru

Новая провинция бентонитового минерального сырья сапонитового состава открыта [Грицык, 1984, 1987] на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы (ВЕП). В ее границах на Славута-Изяславской площади (Хмельницкая область) разведано несколько месторождений глин магниевого монтмориллонита, который диагностирован как сапонит. Установлено, что горизонт сапонитовых глин является корой выветривания туфогенной толщи берестовецкой свиты волынской серии нижнего венда. Аргиллитоподобные туфогенные толщи вулканогенно-осадочных пород отличаются тонкой горизонтальной или слабой косой слоистостью, которая обусловлена различным литологическим и гранулометрическим составом. Общей визуальной чертой и туфов субстрата и коры выветривания является их красноцветность различных оттенков.

Туфы Славута-Изяславской площади являются частью расположенной к северу от нее траповой формации нижнего венда, туфы которой, вместе с базальтами и лавокластическими образованиями, широко распространены [Мельничук, 2008, 2010] на юго-западной части ВЕП. Под мезо-кайнозойскими отложениями туфогенная толща цеолит-сметкитового состава прослеживается вдоль западного склона Украинского щита (УЩ) и Полесской седловины в виде полосы шириной 1–10 км на глубинах от 5 до 250 м и отсюда постепенно углубляется в западном направлении. Разрезы вендских отложений в природных обнажениях бассейна реки Горыни, карьере Ташки и Славута-Изяславской площади отличаются [Яценко, 1993]

от простирающейся севернее территории траповой формации рядом признаков, в том числе: расположением на кристаллическом основании западного склона УЩ, отсутствием в составе разреза базальтов, распространенных (до восьми горизонтов) в северных районах формации [Мельничук, 2008], преобладанием вулканогенно-терригенных пород.

Нами в период 1990–2006 гг. по керновым материалам нескольких опорных скважин в границах Изяслав-Славутской площади Хмельницкой бентонитовой провинции (месторождения Ташковское, Варваровское, Голикское) изучены и частично изложены [Погребной и др., 2006; Погребной, 2011а, 2011б, 2014] зональное строение, химический и минералого-петрографический составы и физико-геологические свойства пестроцветной (в основном, красно-бурого различных оттенков цвета) части разреза берестовецкой свиты, которая включает кору выветривания и ее субстрат–горизонт сапонитовых аргиллитоподобных туфов. Одним из результатов исследований явилась, в частности, фиксация в сапонитовой глине КВ Варваровского и Голикского месторождений, в отличие от Ташек, анальцима – минерала, который в природе в ряду цеолитов [Арбатов, 1988] является наиболее широко распространенным. Работы выполнялись с учетом опыта исследований вещественного состава, минералого-технологических особенностей и обоснования перспектив использования сапонитовой глины Беломорья из кимберлитовых трубок Архангельской алмазоносной провинции [Гаранин и др., 2004] и анальцимсодержащих аргиллитов и алевролитов Веселянской группы проявлений Тиманской цеолитоносной провинции [Котова и др., 2003; Шушков, 2007]. Ниже в кратком изложении приведены данные по отдельным месторождениям юго-западной части ВЕП (Изяслав-Славутская площадь Хмельницкой бентонитовой провинции).

*Месторождение Ташки.* В разрезах карьера, как и в скважине, пробуренной в прибортовой зоне карьера, анальцим-сапонитовый горизонт отсутствует, так как здесь туфовый субстрат нацело, на всю исходную мощность, гипергенными процессами трансформирован в кору выветривания (КВ). Это находит свое подтверждение в показателе мощности сапонитовой глины (24.0 м) с незначительным, на уровне примесных количеств, выщелоченных реликтовых зерен анальцима. Мощность КВ в карьере 23.5 м, глубины кровли и почвы соответственно 1.5 м и 25.0 м. В сапоните карьера содержание  $MgO$ , как основного компонента, составляет 10.40–11.60% и характеризуется весьма выдержанным распределением по всему разрезу. Несоклько меньшая масса оксида магния (8.80%) отмечается лишь в прикровельной глауконит-сапонитовой породе, содержащей также 2.55%  $K_2O$ . Эту часть разреза, возможно, следует рассматривать как отдельный тип калий-магниевого гидрослюдисто-сапонитового минерального сырья. Сапонитовая толща отличается низкими значениями  $Na_2O$  – 0.05–0.18%. Опорной скважиной перебурена вся толща сапонита, вплоть до подстилающего песчаника. Масса  $MgO$  установлена на уровне 9.90–10.60% и лишь в самой нижней части колонки не превышает 6.40%. В этом фрагменте толщи отмечаются относительно повышенные (на уровне 0.85–0.92%) содержания  $Na_2O$ , связанные с наличием в породе выщелоченных кавернозных реликтовых зерен анальцима. Сопоставление химсостава сапонитовой КВ карьера и опорной скважины выявляет практически полное их сходство, за исключением незначительных расхождений по натрию. Из этого следует, что вскрытая толща этого месторождения представляет собой сапонитовую безанальцимовую породу КВ, эдуктом (субстратом) которой послужил горизонт анальцим-сапонитовых аргиллитоподобных туфов. В гранулометрическом составе сапонита основной объем (80–90%) принадлежит трем классам, в числе которых:  $-0.25+0.10$  мм,  $-0.10+0.05$  мм и  $0.05+0.025$  мм. Значительный объем в отдельных пробах занимают также классы  $-0.50+0.25$  мм и  $0.25+0.10$  мм. Содержание тонкодисперсной ( $-0.005$  мм) составляющей варьирует в пределах 6.70–20.50%, но чаще превышает уровень 10%. В шлифах сапонит представлен гидроксидно-железистой глинистой породой. Ожелезнение проявлено в виде пленок и корочек на поверхности глинистых и гидрослюдистых агрегатов, а также в форме железистых микроконкреций. Порода пропитана железистой дисперсно-гелевидной массой. В виде прожилков и отдельных гнезд местами прослеживается карбонатизация. На электронных снимках на просвет суспензионных препаратов из материала  $-0.005$  мм наблюдаемая слабо раскристаллизованная мас-

са характеризуется некоторым морфологическим разнообразием частиц, в числе которых: 1) преобладающими по форме образованиями являются «облакоподобные» кучевые скопления прозрачных и полупрозрачных, а также темно-серого до почти черного цвета непрозрачных, комплексов гелевидного минерального вещества, принадлежащего, вероятнее всего, сапониту, причем, как относительно «чистому», так и в различной степени пропитанному тонкодисперсными пылеватыми гидроксидами железа; 2) крупные черного цвета щепковидные морфочастицы, которые в одних случаях имеют граничные очертания, а других – «размочаленные» до состояния игольчатых и остроконечных краевых частей. Эти формы, а также палочковидные образования принадлежат, очевидно, нонтрониту или, в зависимости от степени железистости, железистому монтмориллониту; 3) иногда фиксируются мельчайшие звездчатые обособленные формы и сростки. Это «автономные» выделения оксидов и гидроксидов железа. Термограммы, как штучных проб сапонита, так и классов грансостава и легких фракций от деления в тяжелых жидкостях, характеризуются типичным для монтмориллонита профилем – глубоким на графиках ДТА эндозффектом при 150–170 °С и небольшим температурным уступом несколько выше 200 °С на правой ветви. На ИКС-графиках фиксируются отчетливые отметки сапонита. Рентгендифрактограммы воздушно сухого материала как штучных образцов, так и материала 0.005 мм и других классов, на малых углах фиксируют типичные для бентонитовой ассоциации минералов линии 14.3–14.5 *анг*, которые смещаются после насыщения этиленгликолем от 16.3 до 16.6 *анг*. Этому же комплексу, а также некоторым примесным минералам, принадлежит небольшой перечень линий слабой интенсивности.

*Варваровское месторождение.* В отличие от Ташковского, где толща представлена на всю мощность лишь одним горизонтом–глиной КВ, в разрезе на Варваровской площади установлено двозональное строение профиля, представленного сапонитовой мощностью 13 м и анальцим-сапонитовой мощностью от 36 до 42 м горизонтами. Глубина залегания толщи (кровля-почва) 18 м и 73 м. В разрезе Варваровского месторождения содержание основных породообразующих химических компонентов: Сапонитовый горизонт (%) – 7.80–11.10 MgO; 0.12–0.32 Na<sub>2</sub>O; 0.85–1.00 K<sub>2</sub>O; 0.15–1.13 CO<sub>2</sub>; 11.88–15.31 ппп; Анальцим-Сапонитовый горизонт (%) – 8.10–9.30 MgO; 2.85–4.30 Na<sub>2</sub>O; 0.51–1.15 K<sub>2</sub>O; 0.24–0.98 CO<sub>2</sub>; 9.49–12.41 ппп. Сравнение данных показывает весьма существенное их сходство, за исключением данных по оксиду натрия, монополярным концентратором которого, по результатам минералогических анализов, является анальцим. В шлифах сапонитового горизонта гетит-сидерит-сапонитовая глина предстала измененной вулканогенной псаммитовой породой, которая содержит 50–60% сапонита, от 15–20% до 30–40% оксидов железа и до 20–30% сидерита, а также единичные проценты лептохлорита и селадонита. Анальцим-сапонитовая вулканогенная порода содержит 15–25% анальцима, 50% глинистого материала, 30% гидроксидов железа, а также первые проценты других минералов – изумрудно-зеленой слюды типа фуксита, лептохлорита и селадонита, и единичные знаки роговой обманки, полевого шпата и карбоната. Анальцимовый цемент в виде гнезд распределен неравномерно. Минерал изотропный или слабо двупреломляющий с плохо выраженной спайностью, бесцветный, прозрачный. В выделенной из класса –0.50+0.25 мм рассева мономинеральной навеске зерна анальцима имеют облик бесформенных кавернозных образований с причудливыми очертаниями, что является следствием заполнения межзернового пространства в породах сформировавшихся ранее минеральных ассоциаций. В шлифах анальцим-бентонитовых туфов наблюдаются агрегатные образования анальцима. Термограммы как природных образцов сапонитовых и анальцим-сапонитовых пород, так и материала классов рассева, характеризуются типичным для минералов бентонитовой ассоциации профилем. Рентгеновская дифрактометрия рекомендована как основной лабораторный метод для диагностики цеолитов [Михайлов и др., 1989], среди которых выделен ряд наиболее распространенных минералов–анальцим, клиноптилолит, морденит, шабазит, ломонтит, филиппит, эрионит [Арбатов, 1988]. Полученные по дифрактограммам анальцима месторождений Славута-Изяславской площади Хмельницкой бентонитовой провинции данные как по базальным от-

ражениям (анг и интенсивность) – 5.63 (100), 3.44 (55), 2.930 (100), 2.500 (16), 1.74 (38), так и остальным, соответствуют справочным.

*Голикское месторождение.* Общая мощность сапонитового (8.1 м) и анальцим-сапонитового (14.8 м) интервалов составляет 22.9 м, глубина 18.5–43.4 м. Сапонитовый горизонт, в котором заметный объем занимают реликты неполностью растворенного анальцима (0.70–0.95% Na<sub>2</sub>O), выделяется условно. По остальным характеристикам данный объект аналогичен Ташковскому и Варваровскому.

### Литература

- Арбатов А.А.* Нетрадиционные ресурсы минерального сырья. М.: Недра, 1988. 252 с.
- Грицык В.Е.* О сапонитсодержащем туфе в бассейне р. Горынь // Осадочные породы и руды. Киев: Наук. думка, 1984. С. 162–167.
- Грицык В.Е.* Новая бентонитовая (сапонитовая) провинция Украины и перспективы ее освоения // Месторождения природных адсорбентов и перспективы их использования. Киев: Наук. думка, 1987. С. 38–41.
- Гурський Д.С., Білошапський М.В.* Сапоніт–камінь родючості // Мінеральні ресурси України. Вір. 1. Київ, 1994. С. 31.
- Гаранин К.В., Шпилевая Д.В., Подгаецкий А.В.* Кимберлитовая трубка Архангельская – месторождение высокомагнезиальных алюмосиликатов // Технология, оборудование и сырьевая база горных предприятий промышленности строительных материалов. М.: Радуга-принт, 2008. С. 325–331.
- Котова О.Б., Ожогина Е.Г., Шушков Д.А.* Минерально-технологические особенности анальцимсодержащих пород Тимана как основа использования их в промышленности // Материалы IV Конгресса обогатителей стран СНГ. М.: 2003. С. 224–236.
- Мельничук В.Г.* Товща цеоліт-сапонітових туфів в нижньовендських трапах південно-західної частини Східно-Європейської платформи // Збірник наукових праць. Вір. 1. Київ: ІГН НАНУ, 2008. С. 104–111.
- Мельничук В.Г.* Оцінка придатності туфової товщі в нижньовендських трапах Волино-Подільської плити для захоронення радіоактивних відходів // Вісник КНУ. Геологія. 2010. Т. 49. С. 54–57.
- Михайлов А.С., Буров А.И., Власов В.В. и др.* Поиски, разведка и оценка месторождений цеолитсодержащих пород. М.: ВИЭМС, 1989. 54 с.
- Погрібний В.Т., Липчук Л.В., Однороженко Л.Ф.* Анальцим-сапонітові горизонти в родовищах магнезійних бентонітів Славута-Ізяславської площі як перспективні об'єкти мінеральних сорбентів багатотілового призначення // Збірник матеріалів “І-й Всеукраїнський з'їзд екологів”. Вінниця, 2006. С. 79–82.
- Погребной В.Т.* Провинция сапонитовых и анальцим-сапонитовых глин на западном склоне Украинского щита // Глины-2011. М.: ИГЕМ РАН, 2011а. С. 130–131.
- Погрібний В.Т., Свистун В.К., Корж В.О.* Цеоліт-сапонітова мінеральна сировина як окремий комплексний адсорбент з родовищ нової бентонітової провінції України // Матеріали шостої Міжнародно-науково-практич. Конф. ШПЕ НАНУ. Дніпропетровськ: 2011б. С. 131–132.
- Погребной В.Т.* Анальцим-сапонитовый горизонт в составе бентонитовой провинции на западном склоне Украинского щита // Юшкинские чтения-2014. Сыктывкар: Геопринт, 2014. С. 37–38.
- Шушков Д.А.* Минералого-технологические свойства анальцимсодержащих пород Тимана. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2007. 25 с.
- Яценко Г.М.* Про мезозойсько-кайнозойські органічні рештки у відкладах волинської серії венда // Палеонтологічний збірник. № 29. Львів: 1993. С. 7–11.

## ГЛИНИСТЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПЕРЕХОДНЫХ ГОРИЗОНТОВ ВЕНДА–НИЖНЕГО КЕМБРИЯ БАЛТИЙСКОЙ МОНОКЛИНАЛИ: МИНЕРАЛОГИЯ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ

Подковыров В.Н.<sup>1</sup>, Верещагин О.С.<sup>2</sup>, Галанкина О.Л.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, [vpodk@mail.ru](mailto:vpodk@mail.ru)

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, [oleg-vereschagin@yandex.ru](mailto:oleg-vereschagin@yandex.ru)

Изучен минеральный, определены климатические и геохимические обстановки накопления тонкозернистых терригенных отложений верхнего венда и нижнего кембрия Балтийской моноклинали северо-западной периферии Московской синеклизы. Отложения валдайской серии верхнего венда (редкинский, котлинский и ровенский горизонты) на данной территории включают старорусскую, василеостровскую и воронковскую свиты. Перекрывающие их несогласно или с постепенным переходом, отложения балтийской серии нижнего кембрия представлены ломоносовской и сиверской (лонтоваской) свитами лонтоваского региогоризонта нижнего кембрия. Проведенными ранее исследованиями отмечалась существенная роль при формировании тонкозернистых терригенных пород как валдайской серии Балтики, так и, по-видимому, балтийской серии нижнего кембрия, переотложенного материала кор выветривания пород фундамента Балтийского щита [Менс, Пиррус, 1971; Пиррус, 1981]. При этом отмечалась несколько различная степень литификации тонкозернистых отложений венда и кембрия, что позволяет рассматривать первые как аргиллиты, а вторые, кембрийские – как слабо литифицированные глины [Вербицкий и др., 2012].

Старорусская свита (30–45 м) сложена пестроцветными алевроаргиллитами с прослоями и пачками олигомиктовых песчаников, формировавшихся в мелководных обстановках конусов выноса и зон течений и волнений, выше и ниже базиса штормовых волн.

Василеостровская свита, несогласно или субсогласно перекрывающая старорусскую, в нижней части (гдовские слои, 10–30 м) сложена пестроцветными алевроаргиллитами с прослоями серых слюдистых песчаников. Верхняя подсвита, мощностью до 120–140 м, сложена в районе г. Санкт-Петербурга зеленовато-серыми ламинаритовыми глинами и редкими слоями серых слюдистых полевошпат-кварцевых алевропесчаников, а в более восточных разрезах (рр. Волхов, Сясь) замещается толщей пестроцветных алевроаргиллитов с прослоями олигомиктовых песчаников. Осадочная последовательность василеостровской свиты (котлинский горизонт) рассматривается как трансгрессивный тракт мелководного морского бассейна в условиях относительно высокого стояния моря. Завершают разрез венда отложения воронковской свиты, сложенной чередованием голубовато-серых алевролитов, аргиллитов и олигомиктовых и кварцевых, часто ожелезненных, песчаников, со следами кор выветривания. Воронковская свита образует регрессивный тракт от мелководно-морских и лагунных до, вероятно, субаллювиальных-дюнных фаций с признаками поверхностного выветривания и эолового переноса кластики пород.

Ломоносовская свита (10–45 м) балтийской серии, залегающая как согласно, так и трансгрессивно на вендских отложениях, сложена неравномерно переслаивающимися олигомиктовыми песчаниками, алевролитами и глинами. Глины свиты зеленовато-серые, песчано-алевритистые, неравномерно пятнисто-слоистые, содержат на плоскостях напластования примазки органического вещества и тонкокристаллического пирита. Сиверская свита представлена толщей пластичных, набухающих при обводнении, глин с редкими прослоями песчаников и алевролитов. Глины тонкослоистые голубовато- и зеленовато-сиреневые, часто слюдисто-песчано-алевритистые, с примазками порошковидного пирита, реже зернами глауконита.

Минеральный состав тонкозернистых алевро-глинистых пород изучен в ИГГД РАН на сканирующем электронном микроскопе JEOL-JSM-6510 LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200. Рентгенофазовый анализ минералов был выполнен в Ресурсном

Центре СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования» на дифрактометре Rigaku Miniflex II, полученные рентгенограммы обработаны в программном пакете PDXL II.

Аргиллиты старорусской свиты сложены, по данным микронзондовых анализов, иллитом, каолинитом, смешанослойными минералами ряда иллит-мусковит (ИМ) и каолинит-иллит (КИ) и **разнозернистым обломочным материалом, среди которого преобладает** полуокатанный и плохо сортированный кварц, при подчиненном количестве микроклина, мусковита, Fe-хлорита, и **в различной степени хлоритизированного биотита (Mg и Mg-Fe типы)**. По данным РФА состав глинистой фракции неоднороден: в нижней части свиты скв. Уткина заводь (обр. Т-44) в ассоциации с каолинитом выявлен хлорит и иллит-мусковит, тогда как в верхней части (обр. Т-36) присутствуют только каолинит и ИМ. Микронзондовый анализ показал, что биотит и минералы мусковитового типа распространены в обломочной фракции (0.2–0.06 мм), тогда как во фракции менее 5–8 мкм преобладают каолинит, ИМ и КИ. Характерны также зерна и агрегаты пирита; последние представлены, в том числе и фрамбоидальными «бактериальными» разностями (5–15 мкм).

Глинистые породы василеостровской свиты по данным РФА и микронзондовых анализов (обр. Т-17, Т-11) сложены хлоритом, каолинитом (количество которого постепенно возрастает к верхам свиты) и смешанослойным ИМ с **варьирующей примесью сидерита** (скв. Уткина заводь) или же, а разрезах северо-восточной части Балтийской моноклинали (пр. Сясь, Паша) порфиروبластических вкрапленников анкерита или Fe-доломита (скв. Коровье и Шоткуса) Среди обломочных минералов в алевроаргиллитах василеостровской свиты преобладают кварц, мусковит и хлоритизированный биотит, реже встречается микроклин. Встречаются также рассеянные микроскопления фрамбоидального пирита. Из аксессуарных минералов, как и в старорусской свите, наиболее распространены рутил, апатит и гематит, встречаются циркон и монацит, реже ксенотим и сфалерит.

В глинистой фракции алевроаргиллитов воронковской свиты, по данным микронзондовых определений, преобладают гидрослюды, каолинит и хлорит, присутствует смешанослойный ИМ. **Количество каолинита существенно возрастает в пестро- и буроцветных** аргиллитах с признаками субаэральных обстановок седиментации (скв. Коровье, р. Сясь), нередко нацело пропитанных гидроокислами железа. Встречаются отдельные слойки и прослои сложенные преимущественно обломочным мусковитом алевитовой размерности (микалиты) с примесью биотита, хлорита, кварца, микроклина и рудных минералов. Спорадически в глинистой массе присутствуют крупные зерна кварца, глауконита, микроклина и пирита. В тяжелой фракции преобладают титанистые минералы, эпидот и циркон.

Фазовый состав глинистой фракции алевролитов и глин ломоносовской свиты нижнего кембрия (обр. Т-1 и др.) не отличается существенно от подстилающих пород венда – преобладают хлорит, каолинит и смешанослойный ИМ. **Практически отсутствует ранее отмечавшийся** монтмориллонит [Вербицкий и др., 2012], но встречаются мелкие вкрапления карбонатов ряда сидерит-анкерит-доломит. Обломочные зерна в глинистом материале свиты представлены теми же минералами, что и в алевроаргиллитах венда – кварцем, калиевым полевым шпатом, хлоритизированным биотитом и мусковитом. Из аксессуарных минералов характерны рутил, апатит и циркон.

Глины сиверской свиты каолинит-гидрослюдистые, с примесью обломочных слюд (биотит, мусковит), калиевого полевого шпата; в малых количествах содержатся хлорит, глауконит, рудные минералы, отдельные зерна циркона, рутила и турмалина. Обломочные биотит и хлорит частично изменены в гидрослюду.

Таким образом, проведенное минералогическое изучение выявило отсутствие значимых тенденции в изменении состава глинистых отложений венда-нижнего кембрия северо-восточной периферии Балтийской моноклинали, за исключением вариаций, определяемых, по-видимому, сменой климатических обстановок. Для подтверждения этого предположения мы привлекаем данные анализа литогеохимических характеристик алевроаргиллитов венда-нижнего кембрия изученных разрезов, позволивших получить сведения о характере палеоклиматических циклов на палеоводосборах, а также проанализировать состав самих

палеоводосборов и особенности их изменения во времени. Было также проведено сопоставление выявленных мезомасштабных циклов изменений петрохимических параметров пород старорусской, василеостровской, ломоносовской и сиверской свит свит с ранее установленными в других разрезах верхнего венда Восточно-Европейской платформы (Юго-восточное Беломорье и др.) [Маслов и др., 2010].

Индекс CIA пород характеризуются постепенным уменьшением от значений 83–84 в глинах старорусской свиты и нижней подсвиты василеостровской свиты до 79–80 в породах кровли последней, но заметно уменьшается для глин ломоносовской свиты (76–74) и, далее, в сиверской свите (74–72), оставаясь типичным для глин каолинит-гидрослюдистых платформенных кор химического выветривания гумидного климата. Это совпадает с мезомасштабным трендом изменения индекса CIA **вверх по разрезу верхневендской последовательности Мезенской синеклизы (Вычегодский прогиб)**, но не находит аналогий в других разрезах верхнего венда севера, северо-востока и востока Восточно-Европейской платформы и западной мегазоны Урала [Маслов, Подковыров, 2010; Подковыров, 2010]. Для старорусской и нижней половины василеостровской свиты наблюдается направленное возрастание величины  $K_2O/Al_2O_3$  от ~0.15 до ~0.23 и последующее незначительное снижением до ~0.21 в глинах кровли свиты (скв. Уткина заводь), а в перекрывающих отложениях балтийской серии наблюдается устойчивое возрастание значений до 0.30–0.31. Эта тенденция, отражающая увеличение доли литогенного компонента в зрелом рециклированном глинистом материале на интервале старорусская – нижняя половина василеостровской свиты и, вновь, кембрия не имеет каких-либо общих черт в разрезах верхнего венда Юго-Восточного Беломорья и Вычегодского прогиба. Возрастание величины  $K_2O/Al_2O_3$  в ломоносовской и сиверской свитах вновь свидетельствует о увеличении доли литогенного компонента, связанном, по-видимому, с некоторым похолоданием и ослаблением химического выветривания в начале нижнего кембрия.

Геохимические индикаторы указывают, что самом бассейне седиментации, как в валдайское, так и в лонтоваское «время» преобладали ( $V/Cr = 1.4–2.3$ ,  $Ni/Co = 0.9–2.8$ ) **окисные** и дисокисные обстановки. Этому, как-будто, противоречит широкое развитию процессов сидеритизации глин василеостровской свиты с наблюдаемыми для них высокими значениями отношения высокореактивного железа пород к общему его содержанию ( $Fe_{HR}/Fe_T = 0.4–0.92$ ), что характерно для бескислородных, анокисческих сред с низким содержанием сульфид-иона. Вполне вероятно, по аналогии с современными процессами взаимосвязи рециркуляции окиси углерода, кислорода и железа в периоды ледникового охлаждения океана (Jassard et al., 2016), **что именно повышение концентраций  $CO_2$**  за счет окисления осаждавшейся отмершей биоты в период сравнительно кратковременного охлаждения морского бассейна котлинского времени (ламинаритовые глины с сидеритом василеостровской свиты) обусловили формирование железо-насыщенных карбонатов за счет резерва железа кор выветривания фундамента Балтийского щита. Возможно, что специфический состав органических остатков василеостровской свиты (преобладание вендотениевой алгофлоры) обусловлен именно своеобразием палеоэкологических обстановок котлинского бассейна верхнего венда.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ 14-05-00415а.*

### Литература

Вербицкий В.Р., Вербицкий И.В., Васильева О.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Листы О-35–Псков, (N-35), О-36–Санкт-Петербург. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2012. 510 с.

Маслов А.В., Подковыров В.Н. Мезомасштабные геохимические циклы в разрезах верхнего венда севера, северо-востока и востока Восточно-Европейской платформы и западной мегазоны Урала и их корреляция // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Вып. 13. Пермь: Изд-во Пермского государственного университета, 2010. С. 272–279.

Менс К.А., Пиррус Э.А. О стратиграфии пограничных слоев венда и кембрия на северо-западе Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 11. С. 93–103.

Пиррус Э.А. Основные процессы аутигенного минералообразования в терригенных отложениях венда и кембрия Северной Прибалтики // Аутигенные минералы терригенных отложений Прибалтики. Таллин: Ин-т геологии АН ЭССР, 1981. С. 5–21.

Подковыров В.Н. Литологические и геохимические тренды в верхневендских осадочных последовательностях запада Московской синеклизы // Актуальные вопросы литологии. Материалы 8-го Уральского литологического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 246–247.

Jaccard S.L., Galbraith E.D., Martinez-Garcia A., Robert F. Anderson R.F. Covariation of deep Southern Ocean oxygenation and atmospheric CO<sub>2</sub> through the last ice age // Nature. 2016. V. 530. P. 207–210. DOI: 10.1038/nature16514.

## ФАКТОРЫ И МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ АЛЛЮВИЯ

**Постоленко Г.А., Макарова Н.В.**

*Московский государственный университет, gpostol@yandex.ru*

Аллювиальные отложения представляют собой один из важнейших компонентов континентальных осадочных формаций. Его изучение насчитывает более сотни лет, с появления первых геологических знаний («флювиальная формация» К. Прево, 1839). В отечественной литературе аллювий уже в 1888 г. рассматривался А.П. Павловым как один из основных типов континентальных четвертичных отложений.

Изучению аллювия посвящены многочисленные монографические исследования, различные аспекты его изучения изложены в громадном количестве научных статей. Уже в исследованиях конца XIX в. различали русловой и пойменный аллювий. А в фундаментальном труде Е.В. Шанцера (1951) были охарактеризованы основные группы фаций руслового, пойменного, старичного равнинного аллювия, позднее дополненные целым рядом фаций, характерных для горного аллювия (Чистяков, 1978). Схема нормального строения аллювия Е.В. Шанцера прочно вошла в обиход геологических знаний, и последующие работы развивали и уточняли ее детали, считая основным фактором процесса формирования аллювия, как и речных долин в целом, тектоническое воздействие. При этом всегда признавалось (Докучаев, 1878; Пенк, 1894; Соболев, 1935; Васильев, 1966 и др.) влияние климатического фактора, изучались особенности строения различных географических вариантов современного аллювия (Шанцер, 1966; Лаврушин, 1966). Но существенная сторона взаимосвязи деятельности водных потоков и климата оставалась неизвестной.

Хронологический материал по строению аллювия разновозрастных цикловых террас и долин, полученный геологами-четвертичниками и геоморфологами во вторую половину XX в., выявил тесную связь эрозионного процесса, и соответственно и литологического состава аллювия с ритмическим развитием климата и ландшафтов в четвертичное время [Макарова и др., 2011а]. Установлено, что эрозионные циклы хронологически сопоставимы с климатическими ритмами (при некоторой метахронности границ). В аллювии изменения природных условий отражаются последовательно и читаются, как и в отложениях других генетических типов, снизу вверх. При этом седиментация аллювия начинается в теплую эпоху, а заканчивается в холодную. Более детальное расчленение климатического ритма на 4 стадии [Гричук, Гричук, 1960] (на основе несовпадения максимумов тепло- и влагообеспеченности ландшафтов) позволило проанализировать влияние этих показателей на эрозионный процесс. Природный процесс в течение климатического ритма претерпевает кардинальные изменения (междедниковье – оледенение), наиболее показательным при этом является изменение типов выветривания – от физического, через химическое и биологическое к криовыветриванию. В соответствии с этим меняется и характер разрушения горных пород, их гранулометрия, а, следовательно, и состав речных наносов.



Аллювий всей свиты закономерно распределяется в хронологических рамках климатического ритма – начинается седиментация в первую, термоксеротическую стадию ритма и заканчивается в четвертую, криоксеротическую стадию. Наиболее полно аллювием представлены термо- и крио-гигротические стадии, т.е. наиболее влажная в ритме эпоха. Однако есть период, пограничный между ритмами, в который не происходит седиментация аллювия. Об этом свидетельствует отсутствие отложений наиболее сухого периода. В это время речные потоки врезаются в свое ложе, углубляя долину, формируя тальвег. Тем самым эрозионный цикл, подобно климатическому ритму, делится на 2 подцикла: этап врезания и полного выноса материала и этап седиментации аллювия.

Важно, что литологический состав, строение и форма залегания аллювия закономерно изменяются от подошвы к кровле в соответствии с последовательными изменениями климата и ландшафта. Наиболее грубый материал лежит в основании свиты, заполняя тальвег и переходя затем на плоское дно долины [Макарова и др., 2011б]. Это – термоксеротическая стадия климата, распространения тундростепной, степной растительности, когда уже увеличивается тепло, но еще очень сухо, господствует физическое выветривание. Наименее крупный, хорошо сортированный материал приходится примерно на среднюю часть свиты – он накапливается в период климатического оптимума, максимума тепла и влаги в условиях господства лесной растительности, биологического и химического выветривания. Именно с ним связана наиболее полная в свите палеонтологическая летопись природного процесса. Надвигающееся похолодание, а затем и его максимум при еще высокой влажности активно формирует гранулометрически тонкий аллювий, который располагается в формируемой в это время наиболее расширенной части вреза. Это криогигротическая и начало криоксеротической стадии климата, с угнетенной лесной, а затем безлесной растительностью и господством физического и криогенного выветривания, обеспечивающих наносы высоким содержанием алеврита. Аллювий в верхах свиты формируется в основном в криоксеротическую стадию климата, и многими исследователями называется перигляциальным. Это время холодного сухого климата, господства физического и криовыветривания, безлесной растительности.

Указанные связи гранулометрии аллювия эрозионного цикла с климатическим ритмом – это наиболее общие корреляции аллювиальных свит и климатических изменений. Но по ходу климатического ритма меняются не только климатические и ландшафтные показатели, но и растительность, гидрологический режим, строение рельефа, форма вреза и ложа аллювия. Например, гидрологический режим резко неравномерный, бесполоводный, формируемый чрезвычайно редкими ливневыми осадками, полуселевой или селевой осуществлял абсолютный вынос материала и врезание водотока, углубление долины в условиях тундростепной или полупустынной растительности в хронологический интервал наиболее сухого климата, перехода от холодной эпохи к теплой (районами-аналогами служат временные водотоки современных полупустынь или пустынь). А во время аккумуляции наиболее тонкой фракции свиты, в климатический оптимум, в условиях лесной растительности, относительно равномерного выпадения осадков и растянутых половодий господствовали пойменно-половодные гидрологические режимы с невысокими скоростями течения, еще и различающиеся по поперечному сечению поймы. В данных примерах видно, что на характер седиментации влияют и особенности строения ложа долин – в первом случае водоток образует узкую ложбину, в которой по мере изменения режима стока и количества и качества наносов начинает отлагаться грубый материал. А во втором случае половодье распластывается по поверхности широкого днища, осаждавая тонкий материал. Типы гидрологических режимов довольно хорошо увязываются с климатическими стадиями. В связи с чем можно считать, что выделяемые исследователями динамические фазы деятельности речных потоков (инстративные, субстративные, констративные, перстративные) в главных чертах отражают основные черты литологического строения аллювия.

При анализе текстурных особенностей строения аллювия нужно еще иметь в виду сложное сочетание двух видов русловой деятельности. Важное свойство и основной тренд

седиментации аллювия – уже рассмотренное последовательное его накопление снизу вверх, т.е. постепенный переход арены деятельности русла на более высокий уровень. Однако значительную роль в деятельности речного потока играет боковая эрозия, смещение русла по латерали и формирование широкого днища долины, выход его на пойменный уровень. Именно основной тренд седиментации служит причиной сложного сочетания по вертикали различных фаций аллювия, когда, например, более грубый аллювий русловой фации последующих половодий может налегать на более тонкий. По-видимому, такие особенности деятельности речного потока становятся причиной сложного литологического строения аллювия и по поперечному профилю.

### Литература

*Гричук В.П., Гричук М.П.* О приледниковой растительности на территории СССР // Перигляциальные явления на территории СССР. М.: Изд-во МГУ. С. 66–100.

*Макарова Н.В., Макаров В.И., Постоленко Г.А., Акинин Б.Е.* Представительность аллювия для стратиграфии и корреляции четвертичных отложений // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011а. Т. 19. № 4. С. 89–112.

*Макарова Н.В., Суханова Т.В., Акинин Б.Е.* Хронология и положение аллювия в цикловом врезе речных долин // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Вып. 3. М.: Изд-во МГУ, 2011б. С. 204–213.

## ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СРЕДНЕЮРСКИХ ПРОДУКТИВНЫХ ПЛАСТОВ ИРТЫШ-ДЕМЬЯНСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

**Предтеченская Е.А.<sup>1</sup>, Сердюк З.Я.<sup>1</sup>, Бубнова Е.С.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья,  
predel@sniiggims.ru, geology@sniiggims.ru*

<sup>2</sup>*ОАО «НОВОСИБНЕФТЕГАЗ», BubnovaES@novng.ru*

Сложное литологическое строение, полифациальный генезис среднеюрских отложений, различия в стратиграфическом объеме нижних горизонтов осадочного чехла на разных площадях создают большие трудности при корреляции, индексации и прогнозировании распространения продуктивных песчаных пластов на территории Иртыш-Демьянского междуречья. Поэтому для более объективной корреляции и индексации байос-батских песчаных пластов весьма актуальной задачей является детальное изучение их вещественного состава и коллекторских свойств, что в комплексе с анализом материалов ГИС и результатами испытания скважин позволит дать достаточно обоснованный прогноз их нефтегазоносности на неразбуренных участках.

Авторами изучены материалы ГИС и керн скважин, пробуренных в пределах двух административных районов. Первый, Уватский, расположен во Фроловской и Среднеобской нефтегазоносных областях (НГО) в соответствии со схемой нефтегазогеологического районирования ВНИГНИ (2012), включающих Комариную, Лумкойскую, Нижне-Лумкойскую, Южно-Варягскую и другие площади. В данном районе промышленная нефтегазоносность связана с ниже-среднеюрским, васюганским, баженовским и неокомским комплексами, достаточно хорошо охваченными поисковым бурением. В то же время ниже-среднеюрский комплекс в литологическом отношении изучен относительно слабо. Большая часть территории участка находится на землях со средней плотностью (11–20 тыс. т/км<sup>2</sup>) потенциальных ресурсов углеводородов (УВ). Небольшая по площади юго-западная его часть в пределах Тобольского НГР Фроловской НГО характеризуется плотностью потенциальных

ресурсов УВ 21–30 тыс. т/км<sup>2</sup>, а северо-восточная – в пределах Салымского НГР Среднеобской НГО, где расположено крупное Верхне-Салымское месторождение нефти, плотностью потенциальных ресурсов 51–100 тыс. т/км<sup>2</sup>. К югу от первого участка работ, в Каймысовской НГО, открыты Кальчинское, Северо-Кальчинское, к юго-востоку – Северо-Демьянское, Нижне-Кеумское, Пихтовое, к западу – Зимнее и Ендырское, к северо-западу – Пограничное месторождения нефти.

В данной работе приведены новые результаты детальных литолого-петрофизических исследований среднеюрских продуктивных пластов ЮС<sub>2,4</sub> Комариного, Северо-Комариного, Южно-Варягского, Варягского и других месторождений, находящихся в промышленной разработке. Пласты входят в состав верхнетамбаевской подсвиты тамбаевской свиты (средняя юра, малышевский горизонт) [Стратиграфия..., 1988]. При определении генезиса отложений, наряду с общими тектоно-сейсмическими, литолого-фациальными, петрофизическими критериями, использовались генетические диаграммы Г.Ф. Рожкова и Р. Пассеги. Характеристика среднеюрских пластов приводится снизу вверх по разрезу.

*Пласт ЮС<sub>4</sub>* на вышеупомянутой территории охарактеризован по керну в скважин Северо-Комариные 115, 200 и 201. Это выдержанные по мощности мелко-среднезернистые и средне-мелкозернистые песчаники кварц-грауваккового состава с хлорит-гидрослюда-каолиновым цементом с примесью аутигенных сидерита, кальцита, кварца и полевых шпатов. Сортировка зерен от средней до хорошей. Размерность зерен уменьшается вверх по разрезу. Встречаются прослои трещиноватых аргиллитов. Для пласта характерны текстуры биотурбаций, пологоволнистая, слабонаклонная и горизонтальная, реже линзовидно-слоистая текстуры, наличие ризоидов и текстур оползания и смятия осадка. На Северо-Комариной и Южно-Варягской площадях доминируют коллекторы VI класса по А.А. Ханину с открытой пористостью 14–15%, проницаемостью 0.01–0.33 мД [Бубнова и др., 2012]. Отложения сформировались в мелководных морских условиях с участием направленных течений и волнений (поле VIII – выход волн на мелководье, мощный накат-прибой на диаграмме Г.Ф. Рожкова).

*Пласт ЮС<sub>3</sub>* изучен по керну скважин Северо-Комариные 98, 110, 115, 200 и 201, Комариные 94, 941, 943, 944, Южно-Варягские 4, 13, Верхне-Лумкойские 100, 105, 106. Пласт представлен переслаиванием песчаников и алевролитов с аргиллитами. Песчаники полимиктовые, преобладают полевошпатово-кварцевые граувакки. По сравнению с пластом ЮС<sub>2</sub>, содержание песчаников аркозовой группы понижено. В составе цемента присутствуют хлорит, гидрослюда и каолинит постседиментационный (преобладает) с примесью аутигенных сидерита, кальцита. В скважинах Северо-Комариных 115, 110, 200 и 201, в Верхне-Лумкойской 105, в Южно-Варягских 4 и 13 встречаются выдержанные по мощности (от 5 до 15 м) прослои песчаников с обломками гравийной размерности, реже – с примесью гальки. Текстуры пород – слоистая линзовидная, горизонтальная, пологоволнистая, реже – слабонаклонная слоистая, осложненная следами размыва осадка, текстурами биотурбаций, смятия и оползания осадка. Сортировка зерен – от средней до хорошей (Северо-Комариные скв. 110), размерность зерен уменьшается вверх по разрезу. Коллекторские свойства пород относительно невысокие. На Северо-Комариной и Южно-Варягской площадях доминирует VI класс коллектора по А.А. Ханину, реже встречаются коллекторы IV и V классов с открытой пористостью 15–17% и проницаемостью 10–100 мД (Южно-Варягская скв. 4). Отложения сформировались в условиях, близких к условиям формирования пласта ЮС<sub>2</sub>, но с более активной волновой деятельностью в пределах мелководно-морского трансгрессивного бассейна. В отложениях пласта ЮС<sub>3</sub> О.В. Шурековой [2009] определено 13 цист динофлагеллят, а в пласте ЮС<sub>2</sub> – 32.

*Пласт ЮС<sub>2</sub>* охарактеризован керном во всех скважинах вышеуказанных площадей, представлен алевролитами, переслаиванием алевролитов с аргиллитами, углистыми аргиллитами и в меньшей степени песчаниками – в основном, полевошпат-кварцевыми граувакками и граувакковыми аркозами с хлорит-каолинит-гидрослюдистым цементом. Для пород характерны слоистая, линзовидная, горизонтальная, пологоволнистая, реже – перекрест-

ная слоистая и слабо наклонная слоистая текстуры, нарушенные ходами илоедов, следами размыва, смятия и оползания осадка. В керне часто встречаются углефицированные растительные остатки, ризоиды, аутигенные сидерит, титанистые минералы, конкреции пирита. Породы трещиноватые. Маломощные прослои песчаников (1–3 м) содержат окатанные и неокатанные обломки гравийной размерности, реже – гальку сидеритов и глинистых пород (Северо-Комариные скв. 115, 100). Сортировка зерен – от средней до хорошей (Северо-Комариная скв. 110), окатанность – средняя. Размерность зерен уменьшается вверх по разрезу. Преобладают коллекторы VI класса (<0.1 мД), реже встречаются коллекторы V класса (1–10 мД) – преимущественно, в скважинах Комариная 943 и Нижне-Лумкойская 99, а в скважинах Верхне-Лумкойских 106 и 108 иногда фиксируются коллекторы IV класса (10–100 мД). В отложениях пласта ЮС<sub>2</sub> определено 27 цист динофлагелят морского микрофитопланктона [Шурекова, 2009]. Установлено, что отложения пласта ЮС<sub>2</sub> сформировались в неспокойной гидродинамической обстановке трансгрессивно-регрессивного мелководного морского бассейна. Комплексные литолого-фациальные исследования показали, что, в целом, отложения пластов Ю<sub>2</sub>–Ю<sub>4</sub> в рассматриваемом районе сформировались в мелководноморском эпиконтинентальном бассейне [Сердюк и др., 2006; Бубнова и др., 2015].

Другой район исследований, Демьянский, приуроченный к восточной части Уватского и южной – Сургутского административных районов, находится на территории Каймысовской НГО. Демьянский район в геологическом отношении и по сей день остается недостаточно изученным, в связи с чем его перспективы в нефтегазоносном отношении требуют дальнейшего исследования. Здесь разбурено более чем 60 локальных поднятий, но большая часть структур вскрыта лишь одной-двумя разведочными скважинами. В Демьянском и Юганском НГР открыт ряд крупных месторождений УВ (Ново-Ютымское, Усть-Тегусское, Яккунь-Яхское, Тайлаковское и др.), где фонтанные дебиты в отдельных скважинах достигают 40–50 м<sup>3</sup>/сут. Большая часть месторождений по своему строению относится к категории сложных и сверхсложных. В Демьянском НГР, где пробурено более 200 глубоких скважин, выявлены нефтяные залежи, связанные, в основном, с антиклинальными структурами, осложненными литологическими экранами [Гурари и др., 1991]. Перспективы для обнаружения промышленных скоплений УВ в этом районе связываются, прежде всего, с юрской частью разреза, где выделены два нефтегазоносных комплекса (НГК) – среднеюрский (тамбаевский) и нижнеюрский (шеркалинский) [Гурари и др., 1988]. В тамбаевском НГК выделено девять песчаных пластов (Ю<sub>2</sub>–Ю<sub>10</sub>). Четыре из них (Ю<sub>2</sub>–Ю<sub>5</sub>) входят в состав верхнетамбаевской подсвиты тамбаевской свиты (малышевский горизонт) батского возраста [Гурари и др., 1991]. В среднетамбаевской подсвите (вымский горизонт, байос) выделены два песчаных пласта (Ю<sub>6</sub>–Ю<sub>7</sub>), в нижней (аален–верхи тоара) – три (Ю<sub>8</sub>–Ю<sub>10</sub>). Из общего числа выявленных залежей 70% приурочено к среднеюрским пластам Ю<sub>2</sub> и Ю<sub>3</sub>, а также к пакету пластов Ю<sub>3,4</sub>.

Нижние песчаные пласты Ю<sub>6</sub>–Ю<sub>10</sub> распространены локально и выклиниваются на куполах и склонах крупных поднятий. Пласты Ю<sub>2</sub>–Ю<sub>5</sub> также выклиниваются на поднятиях Демьянского свода, Малобичинской ступени и др. структурах. На северо-западе района они глинизируются и теряют хорошие коллекторские свойства [Гурари и др., 2003].

Пласты Ю<sub>4</sub>–Ю<sub>5</sub> сложены, в основном, серыми и белесыми сахаровидными мелко- и среднезернистыми песчаниками и алевролитами с редкими прослоями аргиллитов. Песчаники представлены, преимущественно, кварц-полевошпатовыми граувакками с повышенным содержанием обломков изверженных и метаморфических пород (до 70–75%) и пониженным – полевых шпатов по сравнению с перекрывающими пластами. Пакеты хлорит-вермикулитового состава в тонкой фракции этих пород отсутствуют. В составе аутигенных цементов преобладают гидрослюда, каолинит и сидерит (глауконит и пирит менее характерны). Интенсивная пластическая деформация обломков глинистых, слюдистых сланцев и эффузивов в песчаниках, особенно на глубинах свыше 2500 м, привела к заметному ухудшению их коллекторских свойств. Преобладают коллекторы III–IV классов по А.А. Ханину. Их открытая пористость составляет 6.1–12.5%, проницаемость – 0.20–0.45 мД. Наилучшие кол-

лекторы в пластах Ю<sub>4</sub>–Ю<sub>5</sub> связаны с отложениями русловых и дельтовых фаций (Травяная, Ново-Ютымская, Пихтовая площади). Формирование пластов Ю<sub>4</sub>–Ю<sub>5</sub> происходило в континентальных условиях к востоку от меридиана Пихтового поднятия и в условиях обширной дельтовой платформы, периодически заливаемой морем – к западу от него [Гурари и др., 1988, 2003]. В составе пласта Ю<sub>4</sub> резко повышена доля аллювиальных и озерно-болотных образований по сравнению с пластом Ю<sub>3</sub>.

Основными продуктивными пластами в районе являются *пласты Ю<sub>2</sub> и Ю<sub>3</sub>*, часто сливающиеся в один резервуар. Они экранируются глинистым экраном абалакской (васюганской) свит, либо отделены от него тонкой пачкой алевролитов и аргиллитов с прослоями углей. Относительно крупные залежи в этих пластах приурочены к Тамбаевской группе поднятий, объединяющих более восьми положительных структур с близкими значениями ВНК. Нефтяные залежи в пласте Ю<sub>2</sub> выявлены на Айкурусской и Тауровской площадях (к северо-востоку от Тайлаковского поднятия). На северо-западе района на локальных структурах Кальчинского вала открыто четыре месторождения, связанные с пластами Ю<sub>2</sub>–Ю<sub>3</sub> флишоидного строения. На Западно-Ютымской, Ново-Ютымской, Травяной площадях получены фонтанные притоки нефти. Песчаники пластов Ю<sub>2</sub>–Ю<sub>3</sub> – это хорошо окатанные и отсортированные мелко- и средне-мелкозернистые разности, с редкими тонкими прослоями алевролитов и аргиллитов, с примесью мелкого обугленного детрита, с тонкими прослоями микрооолитовых или оолитово-сферолитовых песчаников с шамозитом и сидеритом. Их открытая пористость составляет 16.4–18.5%, проницаемость – от 0.01–0.04 до 2.23–2.42 мД. Песчаники относятся к кварцевым, полевошпат-кварцевым грауваккам, реже – к граувакковым аркозам. Обломки пород представлены, в основном, кремнями и кварцитами, полевые шпаты – кислыми плагиоклазами. В цементе преобладают сидерит, глауконит, пирит, в тонкой фракции, наряду с гидрослюдой и хлоритом, присутствуют пакеты смешанослойного минерала хлорит-вермикулитового состава. Характерны текстуры микроползней и биотурбаций, следы жизнедеятельности илоедов и пескожилов. Прибрежно-морской генезис отдельных прослоев подтверждается находками морской фауны (фораминифер, двустворок), новообразованиями глауконита, железистого хлорита, фосфатов и геохимическими данными. Наличие оолитовых прослоев и хлорит-вермикулитовой фазы свидетельствует о частых изменениях положения береговой линии батского палеобассейна. Пласты сформировались в субконтинентальных полифациальных условиях с большой долей прослоев морского происхождения [Девятов, Казаков, 1991; Гурари и др., 2003].

Источниками обломочного материала при формировании среднеюрских отложений в Уватском и Демьянском районах служили удаленные районы южного, восточного и юго-восточного обрамления плиты (западный высокий край Сибирской платформы и Алтае-Саянская горная страна), которые являлись основными его поставщиками в Западно-Сибирский седиментационный бассейн. Казахская суша и Южный Урал играли значительно меньшую роль. Внутренние выступы фундамента в Демьянском районе (Демьянский, Межовский своды и др.), как местные источники сноса, играли заметную роль во время накопления песчаных пластов Ю<sub>6,7</sub> и на унаследовано растущих поднятиях морского дна при накоплении бат-оксфордских пластов средней-верхней юры [Сердюк и др., 2005, 2006; Бубнова и др., 2015]. На формирование вышележащих пластов Ю<sub>4,5</sub> и Ю<sub>2,3</sub> ощутимого влияния они уже не оказывали. Расположение областей питания определило уменьшение мощности песчаников с востока и юго-востока на запад, а также полное выклинивание некоторых из них.

По комплексу данных для каждого участка построены рабочие палеогеографические схемы, а также общая палеогеографическая схема на время формирования батских отложений на территории исследований.

Открытие в Уватском и Демьянском районах крупных по запасам нефтяных месторождений (Тайлаковское, Ново-Ютымское, Гавриковское), наличие залежей в песчаных пластах, вплоть до Ю<sub>6</sub>, определяет высокие перспективы среднеюрских отложений на этой территории, особенно отложений бата и верхов байоса [Гурари и др., 2003]. Локализация залежей структурно-литологического типа на склонах унаследовано растущих поднятий

позволяет считать перспективным весь бат-нижнекекелловейский разрез на территории Иртыш-Демьянского междуречья [Сердюк и др., 2006]. Высокие перспективы нефтеносности, по мнению Ф.Г. Гурари с соавторами [1991], имеют также нижнеюрские, подтогурские отложения, которые представляют наибольший интерес в Лумкойском прогибе и особенно в Герасимовской котловине, для которой прогнозируется геологическая ситуация, близкая к продуктивным пластам ЮК<sub>10-11</sub> Талинского месторождения.

### Литература

Бубнова Е.С., Сердюк З.Я., Вильковская И.Ю., Зубарева Л.И., Кириллова Н.В., Стариченко И.Е., Стефаненко О.Н., Щигорева Н.В. Геолого-геофизические критерии мелководно-морского генезиса батских отложений (пласты ЮС<sub>2-4</sub>) Иртыш-Демьянского междуречья // Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2015. С. 118–123.

Бубнова Е.С., Сердюк З.Я., Вильковская И.Ю., Зубарева Л.И., Кириллова Н.В., Стефаненко О.Н. Особенности формирования порово-трещинных коллекторов в батских отложениях в разломной зоне контакта Комариной впадины и Комариного поднятия (Западная Сибирь) // Приоритетные и инновационные направления литологических исследований. Екатеринбург: УрО РАН, 2012. С. 23–25.

Гурари Ф.Г., Будников И.В., Девятков В.П., Еханин А.Е., Казаков А.М., Москвин В.И. Стратиграфия и палеогеография ранней и средней юры Западно-Сибирской плиты // Региональная стратиграфия нефтегазоносных районов Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1988. С. 60–75.

Гурари Ф.Г., Гавриков В.А., Пустыльников В.А. Продуктивные пласты юры Демьянского района // Геология и нефтегазоносность триас-среднеюрских отложений Западной Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991. С. 32–40.

Гурари Ф.Г., Предтеченская Е.А., Зайцев С.П. Особенности формирования, размещения и перспективы нефтеносности среднеюрских песчаных пластов в Демьянском районе (Западная Сибирь) // Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия. М.: Изд-во МГУ, 2003. С. 332–336.

Девятков В.П., Казаков А.М. Морская нижняя и средняя юра Западной Сибири // Геология и нефтегазоносность триас-среднеюрских отложений Западной Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991. С. 40–54.

Сердюк З.Я., Слепокурова Л.Д., Зубарева Л.И., Кирилова Н.В., Вильковская И.Ю. Особенности осадконакопления продуктивных пластов средней-верхней юры в фациях островного пляжа (Западная Сибирь) // Палеонтология, биостратиграфия и палеобиогеография бореального мезозоя. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2006. С. 199–204.

Сердюк З.Я., Слепокурова Л.Д., Зубарева Л.И., Кирилова Н.В., Исакова Л.И. Тектоно-седиментационная модель формирования структурно-литологических и структурно-стратиграфических ловушек и залежей углеводородов в юрском формационном комплексе // Горные ведомости. 2005. № 5(12). С. 24–39.

Шурекова О.В. Биостратиграфия среднеюрских отложений Каймысовской НГО Западной Сибири по диноцистам // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Саратов: Издательский центр «Наука», 2009. С. 254–256.

## ПЕРЕОЦЕНКА КАТАГЕНЕЗА ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО БАСЕЙНА ПО УГЛЕПЕТРОГРАФИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Пронина Н.В.<sup>1</sup>, Лужбина М.С.<sup>1</sup>, Макаров Д.В.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Московский государственный университет, [nyproncl@geol.msu.ru](mailto:nyproncl@geol.msu.ru)

<sup>2</sup>ФГБУ «Росгеолфонд», [dmvm@yandex.ru](mailto:dmvm@yandex.ru)

Тимано-Печорский нефтегазоносный бассейн (НГБ) по-прежнему играет большую роль как потенциальный регион для добычи углеводородного сырья в России. Однако значение тех исследований, которые ведутся в регионе, возрастает при использовании их в

прогнозах на прилегающий Баренцевоморский бассейн, гораздо менее изученный, но являющийся своеобразным продолжением Тимано-Печорского НГБ в акваторию.

Одним из направлений изучения осадочной толщи любого бассейна является исследование степени преобразованности пород, а самым распространенным методом в таких исследованиях считается определение «показателя отражения витринита ( $RV$ , %)\», входящего в комплекс углепетрографических анализов.

В отличие от других нефтегазоносных бассейнов, углепетрографические исследования в Тимано-Печорском НГБ проводились довольно широко и на высоком научном уровне. Отчасти это было связано с систематическими исследованиями угленосных отложений пермского возраста Печорского бассейна, приуроченного к Предуральскому сектору Тимано-Печорского НГБ [Аммосов и др., 1987; Степанов, 1975]. Были составлены карты метаморфизма углей и катагенеза осадочной толщи не только для Предуральского прогиба, но и для северной части платформы, которые до сих пор широко используются геологами. В региональных построениях авторы использовали не только данные, полученные при разведке угольных месторождений, но и те разрозненные сведения, которые удавалось получать при разведке нефтяных и газовых месторождений к западу и северу от Печорского угольного бассейна.

В настоящее время появляются новые факты из разведки на нефть и газ. Эти данные могут относиться к ранее не изученным отложениям, даже если район исследований не нов. Кроме того, комплекс современных аналитических методов изучения органического вещества (ОВ) пород стал шире, чем 30–50 лет назад и возможность сравнения результатов различных анализов между собой и с данными прошлых исследований должна реализовываться.

Исследование выполнено на базе опубликованных и неопубликованных данных за более, чем 30 лет, включавших показатели отражения витринита и, возможно, других органических мацералов. Было проанализировано около 500 замеров  $RV$ , %, относящихся к отложениям девона, карбона, перми и триаса. Кроме того, авторами были самостоятельно изучены образцы из 11 скважин разных районов. При этом углепетрографические исследования включали не только замеры показателей отражения, но и мацеральный анализ в простом отраженном и ультрафиолетовом свете. Изучение мацерального состава органических компонентов, особенно девонского возраста, показало, что преобладающая доля их принадлежит не гумусовым мацералам, а тем, которые образовались из водорослевого материала и присутствуют в породах в виде аморфного ОВ, называемого в настоящее время твердыми битумами, битуминитом или протобитумом. Именно эти мацералы используются для замеров показателей отражения вместо витринита и называются  $RV_{eq}$ , % – показателями отражения эквивалентов витринита. Предложены формулы пересчета  $RV$ , % –  $R_{eq}$ , % [Jacob, 1985; Luo et al., 2014], которыми авторы пользовались для пересчета своих данных, а также для возможной корректировки данных предшествующих исследований.

Располагая большим объемом данных авторы первоначально провели традиционную их систематизацию с расчетом мощностей зон ПК, МК<sub>1</sub>, МК<sub>2</sub>, МК<sub>3</sub> и т.д. для опорных разрезов с целью дальнейшего сопоставления. Такие сравнения позволяют качественно оценить геотермический режим разных районов и сделать выводы об относительном палеогеотермическом градиенте, который может быть выше или ниже «среднего». Уже в ходе обработки данных стало ясно, что современными методами компьютерной обработки аналитических данных можно сделать более точные количественные оценки.

Было проведено ID-моделирование истории погружения и степени зрелости пород в программе PetroMod (2015.1 Schlumberger). Концепция модели формирования территории согласована с основными этапами развития северо-востока ВЕП и Предуральского прогиба [Тимонин, 1998; Малышев, 2002]. В модели использованы обобщенные данные о литологическом составе пород, распространенных в каждом анализируемом регионе: Ижмо-Печорской впадине, Печоро-Кожвинском авлакогене (Колвинском мегавалу и Денисовской впадине), Варандей-Адзвинской структурной зоне, Хорейверской впадине и Предураль-

ском прогибе (Косью-Роговской впадине). Мощности размытых отложений (Hm) и тепловые потоки подбирались последовательно с одними и теми же интервалами для каждого региона.

В качестве примера моделирования можно прокомментировать модель погружения для скважины «Нарьян-Мар» в Ижма-Печорской впадине. Скважина вскрывает разрез, включающий отложения девона, карбона, перми, триаса, юры и мела. Практически для каждого стратиграфического подразделения имеются замеры RV, %. Показатель отражения витринита с глубиной закономерно возрастает от 0.45% до 1.37%. Граница ПК-МК<sub>1</sub> проведена по RV, % – 0.55% и располагается на глубине 800 м. Граница МК<sub>1</sub>-МК<sub>2</sub> (RV, % – 0.85%) приходится на глубину 2500 м, а МК<sub>2</sub>-МК<sub>3</sub> (RV, % – 1.15%) располагается на глубине 3200 м. Приведенные данные позволяют оценить полные мощности только двух зон: МК<sub>1</sub> и МК<sub>2</sub>. Первая из них составляет 1700 м, а вторая – 700 м. Мощности зон катагенеза и их глубинное положение могут быть элементами сравнения с другими регионами.

Возможности моделирования позволили оценить тепловой поток, который обеспечил интенсивность нарастания RV, % в анализируемой скважине, в 46 mW/m<sup>2</sup>–67 mW/m<sup>2</sup>. Эта величина совпадает с той, которая принята для девонско-каменноугольного периода – 65 mW/m<sup>2</sup> по данным зарубежных исследователей [Gerslova et al., 2016]. Оптимальная корреляция значений RV/Hm наблюдается для величины возможного размыва 2000–3000 м. Рассматриваемые при моделировании размывы приходятся на интервалы D<sub>2</sub>/D<sub>3</sub>, C<sub>1</sub>v/C<sub>1</sub>t, P1, P/T, и J/K. Большая часть размытой мощности приходится на два последних периода. Неучтенным в модели остался современный период (Kz), на который, по предварительным оценкам, может приходиться не менее 2000 м.

Для остальных районов были выполнены аналогичные построения. Они показали, что геотермический режим (тепловые потоки) по большинству тектонических элементов (Колвинский мегавал, Денисовская впадина, Варандей-Адзвинская структурная зона) был таким же, как в Ижма-Печорской впадине. Два района продемонстрировали иные показатели тепловых потоков. В Хорейверской впадине тепловой поток оказался несколько ниже и составил 42–57 mW/m<sup>2</sup>, а в Предуральском прогибе, наоборот, выше: 60–75 mW/m<sup>2</sup>.

Проведенные исследования носят предварительный характер и в ближайшее время будут расширены за счет включения новых данных собственных исследований.

### Литература

Аммосов И.И., Горшков В.И., Гречишников Н.П., Еремин И.В., Прянишников В.К., Степанов Ю.В. Петрология органических веществ в геологии горючих ископаемых. М.: Наука, 1987. 333 с.

Калмыков Г.С., Летуновский В.Н. Стадии катагенеза и палеотемпературы по отражательной способности витринита в Тимано-Печорской провинции // Тектоника и нефтегазоносность северных районов Тимано-Печорской провинции. М.: ВНИГНИ, 1979. С. 89–98.

Мальшев Н.А. Тектоника, эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов европейского севера России. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 271 с.

Степанов Ю.В. Печорский каменноугольный бассейн // Петрология палеозойских углей СССР. М.: Недра, 1975. С. 144–154.

Тимонин Н.И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 234 с.

Gerslova E., Goldbach M., Gersl M., Kupien P. Heat flow evolution, subsidence and erosion in Upper Silesian Coal Basin, Czech Republic // Intern. J. Coal Geol. 2016. V. 154–155. P. 30–42.

Jacob H. Disperse solid bitumens as an indicator for migration and maturity in prospecting for oil and gas // Erdol und Kühle. 1985. V. 38. P. 365–366.

Luo Q., Zhong N., Qina J., Li K., Zhang Y., Wang Y., Ma L. Thucholite in Mesoproterozoic shales from northern north China: Occurrence and indication for thermal maturity // Intern. J. Coal Geol. 2014. V. 125. P. 1–9.



## ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ФАЦИАЛЬНАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ ПЛАСТА Б-VII КАТАНГСКОЙ СВИТЫ ВЕНДА НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ БАЙКИТСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

Пустыльникова В.В., Иванова Н.А., Масленников М.А.

АО «Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья», nataivanova76@rambler.ru

На территории Байкитской НГО, за исключением южной части Байкитской антеклизы, катангская свита в результате предкатангского перерыва в осадконакоплении несогласно залегает на породах оскобинской свиты [Мельников, 1994]. Толщина катангской свиты на территории Байкитской антеклизы составляет 50–130 м. По особенностям в строении свита условно делится на три части: нижнюю – преимущественно аргиллитовую, среднюю – карбонатную и верхнюю – глинисто-доломитовую. В районе западного склона Байкитской антеклизы, в строении катангской свиты существенным отличием является терригенное строение ее нижней части, в рамках которой выделяется продуктивный песчаный пласт Б-VII. Для характеристики строения нижней части катангской свиты были выбраны разрезы скважин Оморинской, Платоновской, Салаирской, Камовской, Колымовской и других площадей. Выбор данных скважин обусловлен наличием и хорошей изученностью кернового материала, так как в большинстве скважин территории Байкитской НГО керн из нижней части катангской свиты не отбирался.

В результате анализа строения *нижней части катангской свиты* на рассмотренных площадях в ее разрезе условно можно выделить три пачки. Нижняя пачка, толщиной от 2–4 до 6–8 м, терригенная, представлена мелким и тонким чередованием мелкозернистых алевритистых, реже разнозернистых песчаников, алевролитов, алевро-аргиллитов, аргиллитов, редко в подошвенной части отмечаются тонкие прослои песчаников с гравийной примесью, еще реже – тонкие прослои доломитов. Породы имеют пестроцветную, в основном красноватую и темно-вишневую, окраску.

Средняя пачка, толщиной от 1.5–2 м до 8–10 м, терригенная – *песчаный пласт Б-VII*, который является наиболее перспективным с точки зрения формирования в нем коллекторов углеводородов, для него проведен детальный анализ вещественного и гранулометрического составов, а также минерального состава цементов по разрезу и по площади. Проведен фациальный анализ, построена лито-фациальная схема.

Верхняя пачка, толщиной от 10–15 м, терригенная (песчано-алевритовая, алевро-аргиллитовая) с редкими карбонатными прослоями.

*Анализ гранулометрического состава пласта Б-VII.* При изучении гранулометрического состава пород использовался количественный подсчет обломочной части с помощью десятичной классификации, принятой в Московском нефтяном институте [Фролов, 1964]. При анализе изменений гранулометрического состава было выявлено, что в районе Оморинской площади (скв. 5, 9) пласт Б-VII сложен **средне-мелкозернистыми алевритистыми** песчаниками, среднее содержание в них мелкозернистой песчаной фракции составляет 63%, алевритовой – 24%. В скв. Оморинская 12 в гранулометрическом составе исчезает среднепесчаная фракция, доля мелкопесчаной возрастает до 43%, а алевритовой увеличивается до 55–75%. В районе Платоновской площади (скв. 1) в строении пласта Б-VII **выделяется три** песчаных тела, разделенных алевро-аргиллитовыми перемычками, при этом среднее содержание крупнозернистой песчаной фракции – 12%, среднезернистой – 22%, мелкопесчаной и алевритовой по 33%. В северном и восточном направлениях от Платоновской скв. 1 к Платоновским скв. 2 и 3, Камовской (скв. 2, 3, 1), Верхнетайгинской (скв. 1) и Салаирской (скв. 2) площадям наблюдается уменьшение зернистости обломочного материала от средне-мелкозернистых алевритовых песчаников с содержанием среднезернистой песчаной фрак-

ции 10%, мелкопесчаной – 55–50%, алевритовой – 25–40% на Платоновской площади до мелкозернистых алевритистых песчаников и алевролитов на Камовской, Верхнетайгинской и Салаирской площадях. Уменьшение зернистости обломочного материала наблюдается и в отложениях, вскрываемых скважинами Верхнетохомская 1 и Верхнекамовская 1, где в составе пласта преобладают алевро-аргиллиты.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что наилучшими гранулометрическими характеристиками обладают песчаники Платоновской скважины 1, средними – Платоновские скважины 2 и 3, а также часть Оморинских скважин (9,8, 5 и др.). На остальной территории исследования в пласте Б-VII развиты преимущественно алевритовые разности с различной примесью песчаного материала.

*Анализ вещественного состава пласта Б-VII.* При изучении вещественного состава пород в шлифах использовался количественный подсчет обломочной и цементирующей частей. По результатам данных исследований выявлены характерные особенности вещественного состава алевро-песчаных пород пласта Б-VII и состава цементов.

Анализируя полученные значения по вещественному составу и используя треугольную классификационную диаграмму В.Д. Шутова [1967] хорошо заметно, что песчаники Платоновских скважин 1 и 2, находятся в полях аркозов и граувакковых аркозов, содержат кварца 50–70%, полевых шпатов 25–35%, обломков пород и слюд суммарно 5–10%. Обломки пород в них представлены кварцитами, микрокварцитами, интрузивными породами, серицитовыми, кремнистыми, хлоритизированными обломками, сланцами (глинистыми, кремнисто-слюдистыми, слюдисто-кремнистыми и кремнистыми). В восточном направлении от вышеописанных скважин (Платоновская скв. 3), северо-восточном (Камовская скв. 1) и юго-восточном (Верхнетайгинская скв. 1) направлениях граувакковые аркозы сменяются на мезомиктово-кварцевые и кремнекластово-кварцевые песчаники с содержанием кварца 55–82 %, полевых шпатов 5–25 %, обломков пород и слюд суммарно до 10–20%, единичные образцы попадают в поле кварцевых граувакк с увеличенным количеством обломков пород до 40–45%. В районе Оморинской площади в вещественном составе наблюдается увеличение кварцевой составляющей, значения концентрируются в полях мезомиктовых, кремнекластово-кварцевых и полевошпат-кварцевых (скв. 12), а также в мономиктово-кварцевом поле (скв. 9). Содержание кварца варьирует в рамках 80–86%, полевых шпатов 5–10%, обломков пород и слюд суммарно около 10%. В зоне развития мономиктово-кварцевых песчаников содержание кварца вырастает до 90% и более.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что в изменении вещественного состава алевро-песчаных пород пласта Б-VII на территории исследования наблюдается изменение петрографической зрелости обломочного материала в северо-восточном направлении, что выражается в увеличении содержания кварца от 60 до 90%, уменьшении содержания полевых шпатов, обломков пород и слюд.

Анализ цементирующей части пород показал, что доломит развит неравномерно, пятнообразно, участками образует базально-поровый цемент (до 22%), в большинстве случаев развит в виде пойкилитовых зерен, часто корродирует обломочные зерна. В среднем содержание доломита варьирует от 4 до 10%. Зона развития доломита в количестве более 8% включает Платоновскую 1, Верхнекамовскую 1 и Оморинскую 9 скважины, менее 8% – Платоновские 2 и 3, Оморинскую 12 и Верхнетайгинскую 1 скважины. Сульфатный цемент (гипс, ангидрит) развит в породах пятнообразно, в виде пойкилитовых зерен, часто корродирует обломочные зерна. В среднем содержание сульфатов изменяется от 1 до 5%, зона развития сульфатного цемента несколько шире, чем карбонатного, хотя в целом его содержание несколько меньше, лишь в скважине Верхнекамовская 1 породы содержат до 40% ангидрита. Регенерация зерен кварца проявлена повсеместно в виде регенерационных каемок. Каемки неполные, полные, одинарные, спорадически двойные, шириной от < 0.01 до 0.12 мм, часто выполняют пустотное пространство образуя порово-регенерационный цемент. В среднем содержание порово-регенерационно-кварцевого цемента составляет 1–2%, зона значительного (2–6%) содержания кварцево-регенерационного цемента охватывает

Платоновскую площадь и Оморинскую скв. 9, а в песчаниках Платоновской скв. 2 его содержание достигает 5–6%.

*Анализ постседиментационных изменений.* Терригенные отложения средней пачки нижней части катангской свиты (пласт Б-VII) подвергались различным постседиментационным изменениям на стадиях диа- и катагенеза. Признаками катагенетического изменения песчаных пород являются: уплотнение обломочных зерен, серицитизация и соссюритизация полевых шпатов, регенерация зерен полевых шпатов и кварца; дегидратация глинистых минералов с преобразованием их в гидрослюда, хлорит и т.д.; а также наличие определенных типов межзерновых контактов – наличие инкорпорационных структур, микростилолитовых швов; залечивание пор аутигенными минералами, в том числе кварцем вплоть до развития участков окварцевания. В рассматриваемых отложениях перечисленные признаки проявлены в средней степени. Породы участками бесцементные за счет конформных и инкорпорационных структур, в них развиты нитевидные и мелкозубчатые микростилолиты, выполненные глинистым веществом; наблюдается развитие регенерации зерен кварца и полевых шпатов, образование аутигенных зерен кварца и т.п.

*Литолого-фациальный анализ пласта Б-VII.* На основе анализа структурно-текстурных особенностей пород, вещественного состава и состава цементов, в комплексе с анализом поведения каротажных кривых (ГИС), в разрезах скважин Оморинской, Платоновской, Салаирской, Камовской, Колымовской и др. площадей был проведен литолого-фациальный анализ, учтена также и история развития данного бассейна седиментации в предшествующий период осадконакопления. Основным поставщиком терригенного материала в рассматриваемый ранне-даниловский период времени являлся Енисейский кряж, материал поступал с юго-запада в восточном и северо-восточном направлении с помощью рек, образующих дельтовые конуса выноса, далее подвергался переработке в прибрежно-морских, лагунных условиях и в условиях мелководного залива. Незначительную роль играли местные источники сноса терригенного материала – выступы фундамента и участки денудационной суши.

Сводная картина выделенных по отдельным разрезам фаций позволила установить, что на территории исследования на период накопления пласта Б-VII существовали условия для осадконакопления континентальных, субконтинентальных и переходных к мелководно-морским комплексов фаций.

Континентальные и субконтинентальные фации. В районе северо-западной окраины территории исследования выделяется участок *аккумулятивной суши*, он охватывает Оленчиминскую, Майгуннскую, Енгидинскую, Петимокскую, Вайвидинскую и Чегалбуканскую площади, с восточной стороны к нему прилегает выступ гранитного фундамента. В юго-восточном направлении от первого выделяется участок *суши, временами заливаемой морем (низкая суша)*. Эта зона распространена на большей части Юрубченской площади, протягивается на север вдоль выступа гранитного фундамента и на юг до Верхне-Тайгинской площади.

Переходные фации. В юго-западной окраине выделены *фации дельтового комплекса* (надводной и подводной дельты). *Тела конусов выноса дельты* характеризуются мощными песчаными телами в сумме достигающими 33 м (Беляжская скв. 1), где в строении разреза (по ГИС) наблюдается несколько (до 5-ти) циклов. *Фации мелководных заливов и лагун*, ограниченные с севера и востока субконтинентальными, с юга – фациями дельтового комплекса, протягиваются широкой полосой от Ирнчиминской площади на севере до Верхне-Тайгинской на юге, включают Верхне-Тохомскую и Верхне-Камовскую площади. *Фации пляжей заливов и лагун* (берег залива) оконтуривают фации заливов с севера и востока узкой полосой, располагаясь на западном склоне Байкитской антеклизы, включают Оморинскую (скв. 7, 11, 12, 17) и Платоновскую (скв. 3) площади, далее, огибая Байкитскую антеклизу на юге, включает Верхне-Тайгинскую (1) и Салаирскую (2) скважины. *Фации аккумулятивных песчаных тел (бары, косы)* имеют локальное распространение, находятся в области пляжа залива или лагуны в виде серии узких тел, имеющих предположительную ориентировку с се-

веро-запада на юго-восток. Данные тела охарактеризованы керновым материалом в разрезах Оморинских скважин (9, 8 и др.) и Платоновской скв. 1. Фации приливно-отливных каналов находятся между песчаными телами (барами, косами), имеют локальное распространение, также располагаются в области пляжа залива или лагуны, имеют предположительно ориентировку с северо-востока на юго-запад (перпендикулярно полосе пляжа). Данная фация охарактеризована керновым материалом в разрезе Платоновской скв. 2. Фации переходного типа, включающие фации пляжей, баров, приливно-отливных каналов и тела конусов выноса дельты являются наиболее благоприятными с точки зрения прогноза пород-коллекторов углеводородов.

### Литература

- Мельников Н.В. Стратиграфические несогласия в разрезе венда Катангской седловины // Геология и геофизика. 1994. № 4. С. 27–36.
- Оптико-петрографический анализ осадочных (карбонатных, терригенных, галогенно-сульфатных и смешанных) горных пород. Метод. реком. № 184. М.: ВИМС, 2015. 60 с.
- Фролов В.Т. Литология. Кн. 1. Учеб. пособие. М.: Изд-во МГУ, 1992. 336 с.
- Фролов В.Т. Литология. Кн. 2. Учеб. пособие. М.: Изд-во МГУ, 1993. 432 с.
- Фролов В.Т. Литология. Кн. 3. Учеб. пособие. М.: Изд-во МГУ, 1995. 352 с.
- Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 86–104.

## ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ЗИГАЛЬГИНСКОЙ И БАКАЛЬСКОЙ СВИТ ТИПОВОГО РАЗРЕЗА РИФЕЯ В БАШКИРСКОМ ПОДНЯТИИ

Романюк Т.В.<sup>1,2</sup>, Кузнецов Н.Б.<sup>2,3,4</sup>, Горожанин В.М.<sup>5</sup>, Горожанина Е.Н.<sup>5</sup>, Белоусова Е.А.<sup>2</sup>, Пыжова Е.С.<sup>6</sup>

<sup>1</sup>Институт Физики Земли РАН, [t.romanyuk@mail.ru](mailto:t.romanyuk@mail.ru)

<sup>2</sup>GEMOC Centre, Macquarie University, [ebelouso@els.mq.edu.au](mailto:ebelouso@els.mq.edu.au)

<sup>3</sup>Геологический институт РАН, [kouznikbor@mail.ru](mailto:kouznikbor@mail.ru)

<sup>4</sup>Российский государственный университет нефти и газа

<sup>5</sup>Институт геологии Уфимского научного центра РАН, [gorozhanin@ufaras.ru](mailto:gorozhanin@ufaras.ru)

<sup>6</sup>Российский университет дружбы народов, [jene4ka\\_89\\_07@mail.ru](mailto:jene4ka_89_07@mail.ru)

На западе Южного Урала (в Башкирском поднятии) описаны типовые стратиграфические последовательности рифея [Стратотип..., 1983; Maslov, 2004] – бурзянская (нижний рифей), юрматинская (средний рифей) и каратауская (верхний рифей) серии, которые отчленены друг от друга непродолжительными стратиграфическими перерывами и расчленены на свиты. Граница между бурзянской и юрматинской сериями четко видна в карьере Иркусан, расположенном на севере поднятия в окрестностях г. Бакал. Здесь толща светлых кварцитовидных песчаников (зигальгинская свита, начинающая разрез среднерифейской юрматинской серии) с линзами конгломератов в основании залегает на толще чередующихся темно-серых (почти черных) алевролитов и аргиллитов, содержащей отдельные слои и пачки светло-серых мелкозернистых кварцевых песчаников (бакальская свита, завершающая разрез нижнерифейской бурзянской серии). В последние годы мы проводим комплексное исследование детритных цирконов (*dZr*) с целью определить источники сноса, за счет накопления продуктов эрозии которых накопились типовые толщи рифея. В докладе представлены первые результаты изучения *dZr* из проб K13-119 (53°0'29.30" с.ш., 56°56'36.40"

в.д.) и K13-019 (53°0'29.30" с.ш., 56°56'36.40" в.д.), отобранных в карьере Иркутскан из песчаников бакальской и зигальгинской свит, соответственно.

Комплексное изучение выделенных *dZr* из этих проб было выполнено в центре GEMOC (Маквори университет, Сидней, Австралия) по методике TerraneChron [Griffin et al., 2007; Belousova et al., 2006]. Технические детали аппаратуры, методических приемов и констант, используемых для обработки первичных аналитических данных, приведены в [Jackson et al., 2004]. Из пробы K13-119 было выделено ~130 *dZr*, а из пробы K13-019 – около 300 *dZr* разнообразных цветовых оттенков и размеров от мельчайших осколков (подавляющее число) до самых крупных 250 мкм (несколько кристаллов). Все зерна сильно окатанные, не обнаружено ни одного неокатанного кристаллографически правильно оформленного зерна, которое можно было бы трактовать как зерно магматического происхождения первого цикла седиментации. Изучение зерен в CLI и BSE показало, что во многих зернах фиксируются либо трещины, либо инородные включения, либо метамиктные участки и т.п., а также очень разная «светимость» в катодных лучах. Для изучения отбирались зерна вне зависимости от размеров и других особенностей только по одному критерию – есть ли в зерне области, размером не менее 40 мкм (диаметр кратера лазерной абляции), без очевидных нарушений и включений.

Лабораторные аналитические исследования *dZr* были проведены в два этапа. На первом этапе выполнялось одновременное изучение U/Th/Pb-изотопной системы *dZr* и содержания рассеянных (TR – trace elements) и редкоземельных (REE – rare earth elements) элементов (74 зерна из пробы K13-119 и 79 зерен из пробы K13-019). На втором этапе для зерен *dZr*, в пределах которых мог разместиться второй кратер диаметром 40 мкм, а оценки U/Pb возраста показали приемлемую конкордантность ( $|D| < 10\%$ ) и аналитическую ошибку, была изучена Lu/Hf-изотопная система (59 анализов для пробы K13-119 и 69 анализов для пробы K13-019).

**Результаты изучения U/Th/Pb изотопной системы цирконов.** В пробе K13-119 для 14 анализов (19%) получены значения U/Pb возрастов с  $|D| > 10\%$ , а для зерна № 106 еще и большая аналитическая ошибка (1625±1548 млн лет при  $D = -23.9\%$ ). Остальные 60 значений возрастов (здесь и далее все оценки возрастов по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ , поскольку все они  $> 1$  млрд лет) были использованы для построения гистограммы и кривой плотности вероятности (КПВ). Минимальный зафиксированный конкордантный возраст (зерно № 67) – 1789±102 млн лет ( $D = 6.0\%$ ), т.е. «зазор» между принятым возрастом бакальской свиты (~1.40 млрд лет) и возрастом самого молодого *dZr* ~400 млн лет. Максимальный возраст (зерно № 95) – 3700±27 млн лет ( $D = 7.6\%$ ). Еще два зерна имеют возрасты  $> 3$  млрд лет – зерно № 68 – 3386±28 млн лет ( $D = 3.6\%$ ) и зерно № 45 – 3356±47 млн лет ( $D = 1.9\%$ ). КПВ имеет следующие пики, подкрепленные более чем 2 датировками – 1923, 2038, 2547 и 2744 млн лет. Пик с возрастом ~2038 млн лет доминирует над всеми остальными. В пробе K13-019 в крупном зерне № 136, где отчетливо видно ядро (C) и оболочка (R), были выполнены два анализа. В результате получены одинаковые в пределах ошибки результаты № 136C – 2481±20 млн лет ( $D = 2.55\%$ ) и № 136R – 2474 ± 33 млн лет ( $D = 3.71\%$ ). Для 15 анализов (19%) вычислены возрасты с  $|D| > 10\%$ . Остальные 65 возрастов использованы для построения гистограммы и КПВ. Минимальный зафиксированный конкордантный возраст (зерно № 113) – 1697±54 млн лет ( $D = 7.23\%$ ), т.е. «зазор» между стратиграфическим возрастом зигальгинской толщи (~1.35 млрд лет) и возрастом самого молодого *dZr* – около 350 млн лет. Максимальный возраст (зерно № 24) – 3137±16 млн лет ( $D = -2.45\%$ ). КПВ имеет следующие пики, основанные на двух и более датировках, – 1787, 2002, 2128, 2477, 2734 и 2936 млн лет, при резком доминировании пика с возрастом ~2002 млн лет.

**Результаты изучения элементов-примесей в *dZr*.** Содержание TR и REE в *dZr* существенно различается для кристаллов из различных типов магматических пород [Belousova et al., 2002; Ферштатер, 2013 и др.]. На основе анализа большого количества данных разработан алгоритм CART многошаговой процедуры в виде разветвляющегося бинарного «дерева», позволяющий по геохимическим характеристикам *dZr* статистически значимо распоз-

навать разнотипные магматические породы, материнские по отношению к ним [Belousova et al., 2002]. В результате классификации CART могут быть весьма надежно идентифицированы некоторые породы, такие, например, как «кимберлиты», для которых характерны чрезвычайно низкие содержания Lu ( $< 2.7$  г/т) при умеренных содержаниях Hf ( $Hf > 0.62\%$ ) или «сиениты/монзониты», для которых характерны высокие содержания Y ( $> 4433$  г/т) при умеренных содержаниях (U, Hf и Lu). Гранитоиды подразделяются по содержанию  $SiO_2$  на три градации: 1) гранитоиды с содержанием  $SiO_2$  70–75% (такой тип пород далее для краткости обозначается «граниты»); 2) гранитоиды с повышенным  $> 75\%$  содержанием  $SiO_2$  («лейкограниты»); 3) гранитоиды с пониженным  $< 65\%$  содержанием  $SiO_2$  («диориты»). Базальты и габбро («базиты») идентифицируются по умеренным содержаниям Lu и пониженным Hf. По классификации CART для половины *dZr* (37 зерен, 50%) из пробы K13-119 материнские породы определены как «диориты», для 33 *dZr* (45%) – как «граниты». Для 3 *dZr* прогнозные тип пород – «карбонатиты» и для 1 *dZr* – «лейкограниты». Зерно № 106, при датировании которого получена очень большая аналитическая ошибка, показало и аномальное обогащение легкими REE. В пробе K13-019 для большинства *dZr* (49 зерен, 60%) материнскими породами, наиболее вероятно были «диориты», для 26 зерен тип материнских пород прогнозируется как «граниты», для 8 зерен прогнозные тип пород – «лейкограниты», для 2-х зерен – «карбонатиты» и для 1 – «сиениты/монзониты». В зерне № 82 из пробы K13-019 отмечено высокое содержание фосфора (включение апатита?) и спектр REE с особенностями – «задран легкий край спектра». Отметим, что зерна, классифицированные как *dZr* из «сиенитов/монзонитов» и «лейкогранитов», все показали дискордантные возрасты.

*Результаты изучения Lu/Hf изотопной системы dZr.* Больше половины *dZr* из пробы K13-119 показали положительные значения  $\epsilon_{Hf}$  с максимальным значением  $17.6 \pm 4.2$ . Среди отрицательных значений минимальное  $-4.6 \pm 0.60$ . Оценки модельного возраста корового субстрата  $T_{DM}^C$  – минимальная 1.9 млрд лет (зерна № 63 и 118), максимальная – 3.6 млрд лет (зерно № 68). Большая часть *dZr* из пробы K13-019 показала положительные значения  $\epsilon_{Hf}$  с максимальным значением  $-10.2 \pm 0.4$ . Среди немногочисленных отрицательных значений минимальное  $-12.3 \pm 0.4$ . Оценки модельного возраста корового субстрата  $T_{DM}^C$  – минимальная 2.1 млрд лет, максимальная – 3.4 млрд лет. Для зерна № 136, где выделены ядро и оболочка, сделаны, соответственно, два измерения, которые показали слегка различные даже с учетом ошибки значения  $\epsilon_{Hf}$  – (№ 136C)  $-1.39 \pm 0.63$  и (№ 136R)  $0.07 \pm 0.30$ . То есть оболочка из более ювенильного материала. Тип материнских пород и для оболочки, и для ядра зерна № 136 классифицирован как «диорит».

*Обсуждение результатов и выводы.* Для обеих проб распределение возрастов *dZr* в целом очень сходно и образует две группы – палеопротерозойскую и архейскую, разделенные отчетливым «провалом» в интервале 2.2–2.4 млрд лет. В палеопротерозойской группе возрасты концентрируются вокруг доминирующего пика  $\sim 2$  млрд лет, а в архейской – возраста «рассеяны» и формируют второстепенные пики в интервале до 2.9 млрд лет. Изучение Lu/Hf-изотопной системы *dZr* не выявило каких-либо специфических отличий *dZr* из проб K13-119 и K13-019. При этом в пробе K13-119 выделены два зерна, а в пробе K13-019 – три, классифицированные как цирконы из карбонатитов и имеющие довольно близкие возраста и  $\epsilon_{Hf}$  (проба K13-119: № 105 – 2005 млн лет,  $\epsilon_{Hf} = 4.22$ , № 192 – 2004 млн лет,  $\epsilon_{Hf} = 3.97$ ; проба K13-019: № 127 – 1932 млн лет,  $\epsilon_{Hf} = 0.7$ , № 32 – 2002 млн лет,  $\epsilon_{Hf} = 9.89$  и № 66 – 2019 млн лет,  $\epsilon_{Hf} = 5.1$ ). Это позволяет предполагать на рубеже  $\sim 2$  млрд лет проявления карбонатитового магматизма, продукты разрушения которого попали в обе толщи.

В пробе K13-119 U/Th/Pb изотопная система восьми «лейкогранитных» *dZr* сильно нарушена. Шесть датировок ложатся на линию дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией  $\sim 1.9$  млрд лет, а нижнее – 400 млн лет. Это позволяет предварительно оценить время образования «лейкогранитных» *dZr*  $\sim 1.9$  млрд лет. В пробе K13-019 зафиксировано только одно «лейкогранитное» зерно, возраст которого также высоко дискордантный. Если провести дискордию через значение 400 млн лет и эту точку, то верхнее пересечение попа-

дет примерно на 1.9 млрд лет. Вполне вероятно, что все «лейкогранитные»  $dZr$  произошли из одного «лейкогранитного» источника.

При сопоставлении на диаграммах «возраст– $\epsilon_{Hf}$ » характеристик изученных  $dZr$  с известными изотопными параметрами комплексов Бакалинского блока [Bogdanova et al., 2010] и колыванских эндербитов [Bogdanova et al., 2013] фундамента Волго-Уральской части Восточно-Европейской платформы совпадений фактически нет. Это указывает на то, что вряд ли все эти комплексы были источниками детрита для изученных толщ. Однако для обеих проб на диаграммах «возраст– $\epsilon_{Hf}$ » многочисленные фигуративные точки с возрастными  $\sim 2$  млрд лет формируют ряды от положительных до отрицательных значений  $\epsilon_{Hf}$  – признак смешения ювенильного и изотопно-зрелого материалов. Они начинаются от поля точек Волго-Сарматского орогена [Бибикова и др., 2009] (мантийное вещество с характеристиками близкими к деплетированной мантии, возраст 2.2–2 млрд лет) и протягиваются в область изотопно-зрелого корового материала (возраст 2–1.9 млрд лет,  $\epsilon_{Hf} < 0$ ). Это может быть проинтерпретировано как начало процесса формирования Волго-Сарматского орогена 2.2 млрд лет назад (ювенильные магмы  $\epsilon_{Hf} > 0$ ), затем около 2 млрд лет появились магмы с существенной примесью древнего корового материала ( $\epsilon_{Hf} \ll 0$ , вплоть до  $-12$ ). Около 1.9 млрд лет (или возможно 1.75 – пять изолированных точек) процесс завершился.

*Аналитические исследования выполнены при поддержке центра GEMOC (Маквори университет, Сидней, Австралия). Анализ аналитических данных выполнен за счет средств РФФ (проект 14-27-00058), материалы по строению Урала и ВЕП собраны в соответствии с планами исследований МОН РФ (договор № 14.Z50.31.0017 – ИФЗ РАН и грант 2330 – РГУНГ им. И.М. Губкина), подготовка публикации проведена при поддержке РФФИ (гранты 16-05-00259 и 16-05-00519).*

### Литература

- Бибикова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В. и др. Зона сочленения Сарматии и Волго-Урала: изотопно-геохронологическая характеристика супракрустальных пород и гранитоидов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 6. С. 3–16.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с.
- Феритатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modeling: examples from eastern Australian granitoids // J. Petrol. 2006. V. 47. P. 329–353.
- Belousova E.A., Walters S., Griffin W.L. et al. Igneous zircon: trace element compositions as indicators of source rock type // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V. 143. P. 602–622.
- Bogdanova S.V., Belousova E.A., De Waele B., Postnikov A.V. Zircon from Mesoarchean enderbites of Volgo-Uralia : U-Pb age, REE, Hf- and O-isotope compositions // Mineralogical Mag. 2013. V. 77. P. 727.
- Bogdanova S.V., De Waele B., Bibikova E.V., Belousova E.A., Postnikov A.V., Fedotova A.A., Popova L.P. Volgo-Uralia: the first U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd isotopic evidence of preserved Paleoarchean crust // Am. J. Sci. 2010. V. 310. P. 1345–1383.
- Griffin W.L., Belousova E.A., O'Reilly S.Y. TerraneChron Analysis of Zircons from Western Australian Samples // Record (Geological Survey of Western Australia). 2007. V. 4. 52 p.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // Chem. Geol. 2004. V. 211. P. 47–69.
- Maslov A.V. Riphean and Vendian sedimentary sequences of the Timanides and Uralides, the eastern periphery of the East European Craton // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / Gee D.G., Pease V. (Eds). Geol. Soc. London. 2004. Mem. 30. P. 19–35.

## МЕЖДИСЦИПЛИНАРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЛИТОЛОГИИ: АСТРОНОМИЧЕСКАЯ ЦИКЛИЧНОСТЬ

Ростовцева Ю.В.<sup>1</sup>, Полянский Б.В.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Московский государственный университет, [rostovtseva@list.ru](mailto:rostovtseva@list.ru)

<sup>2</sup>Российский государственный геологоразведочный университет,  
[bypolianskiy@gmail.com](mailto:bypolianskiy@gmail.com)

Изучение цикличности осадочных толщ – важная составляющая литологических исследований [Карагодин, 1980; Ботвинкина, Алексеев, 1991; Фролов, 1995]. Осадочный цикл, как законченная последовательность явлений, может определяться различными процессами (например, седиментологическими, тектоническими, климатическими и др.), действующими по отдельности или одновременно, в региональном (локальном) или глобальном масштабе. В результате осадочного цикла обычно формируется геологическое тело (слой или серия слоев), отличающееся своими особенностями строения. Описанию таких геологических тел, называемых циклитами [Карагодин, 1980; Фролов, 1995] или литоциклами [Ботвинкина, Алексеев, 1991], посвящены многочисленные научные публикации. В последнее время все больший интерес вызывает выявление цикличности в толщах монотонного строения без видимых изменений литологического состава пород, накапливающихся в более глубоководных условиях и характеризующихся большей полнотой геологической летописи. Изучение цикличности подобных отложений позволяет не только восстанавливать условия седиментации, но и проводить геохронологические исследования с датированием отложений. Эти задачи решаются благодаря проведению междисциплинарных исследований, предполагающих синтез палеомагнитных, стратиграфических (палеонтологических и геохронологических) и литологических данных. Основой этих работ является определение астрономической цикличности, связанной с инсоляцией, воздействующей на всю поверхность Земли. В результате выполнения такого рода изысканий в последние годы сформировалось новое направление в циклостратиграфических исследованиях [Weedon, 2003; Strasser et al., 2006]. **Определение астрономической цикличности толщ проводится по изменчивости магнитной восприимчивости пород и/или изотопного состава отложений (часто по составу известковых раковин планктонных и бентосных фораминифер).** Применение подобных высокоточных методик с использованием приемов статистической обработки (REDFIT и AnalySeries) и построением периодограмм позволяет более достоверно рассчитывать скорости седиментации, а также получать определения возраста пород с точностью от 20 до 400 тыс. лет для мезозойских и кайнозойских отложений [Hinnov, Ogg, 2007]. Аналогичные работы проводятся и по толщам палеозоя.

Отклонения в инсоляции, в том числе связанные с долгопериодическими колебаниями прецессии (19, 22 и 24 тыс. лет) угла наклона земной оси к плоскости ее орбиты (41 тыс. лет) и эксцентриситета (~100 и 400 тыс. лет), называемых циклами Миланковича, отражаются в изменчивости климатических условий, регулирующих во многом режимы седиментации. Флуктуации климата (похолодание или потепление, повышение влажности или сухости и т.д.) могут влиять на усиление или ослабление сноса терригенного материала, увеличение биопродуктивности вод, развитие застойных условий и сказываться также на многих других параметрах осадконакопления, что в свою очередь фиксируется в строении отложений, в том числе выражается в вариациях магнитной восприимчивости пород и геохимии изотопов.

Исследование изменчивости магнитной восприимчивости пород верхнемиоценовых относительно глубоководных глинистых отложений Керченско-Таманского прогиба современными методами циклостратиграфии позволило выявить в них наличие астрономической периодичности [Ростовцева, Рыбкина, 2014; Рыбкина, Ростовцева, 2014; Rybkina et al., 2015]. Установлено, что циклу прецессии (19–24 тыс. лет) отвечает интервал разреза по-



рядка 3–4 м, а колебаниям угла наклона земной оси к плоскости ее орбиты (41 тыс. лет) – около 6–8 м. Скорости седиментации менялись во времени и в среднем составляли от 11 до 19 см/1000 лет. В рассматриваемых отложениях орбитальный цикл в 41 тыс. лет устойчиво диагностируется, отражая общую закономерность большей освещенности солнечным светом высоких широт Земли. Керченско-Таманский регион располагается на стыке низких и высоких широт Северного полушария (45° с. ш.), наследуя размещение одноименного неогенового прогиба. Полученные результаты, в синтезе с палеомагнитными и палеонтологическими данными, позволили также получить возрастные датировки границ ряда стратиграфических подразделений.

### Литература

- Ботвинкина Л.Н., Алексеев В.П.* Цикличность осадочных толщ и методика ее изучения. Свердловск: Изд-во Уральского университета, 1991. 336 с.
- Карагодин Ю.Н.* Седиментационная цикличность. М.: Недра, 1980. 240 с.
- Ростовцева Ю.В., Рыбкина А.И.* Циклостратиграфия понтических отложений Восточного Паратетиса (разрез мыса Железный Рог, Тамань) // Вестн. МГУ. Сер. геол. 2014. № 4. С. 50–55.
- Рыбкина А.И., Ростовцева Ю.В.* Астрономическая цикличность верхнемезоэоценовых отложений Восточного Паратетиса (разрез Железный Рог, Тамань) // Вестн. МГУ. Сер. геол. 2014. № 5. С. 72–77.
- Фролов В.Т.* Литология. Кн. 3. М.: Изд-во МГУ, 1995. 352 с.
- Hinnov L.A., Ogg J.G.* Cyclostratigraphy and the Astronomical Time Scale // Stratigraphy. 2007. V. 4. P. 239.
- Rybikina A.I., Kern A.K., Rostovtseva Yu.V.* New evidence of the age of the lower Maeotian substage of the Eastern Paratethys based on astronomical cycles // Sed. Geol. 2015. V. 330. P. 122–131.
- Strasser A., Hilgen F.J., Heckel P.H.* Cyclostratigraphy – concepts, definitions and applications // Newsl. Stratigr. 2006. 42 (2). P. 75–114.
- Weedon G.* Time-Series Analysis and Cyclostratigraphy – Examining stratigraphic records of environmental cycles. Cambridge: Cambridge University Press, 2003. 259 p.

## ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ НА ТРАНСФОРМНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИНАХ В СВЕТЕ НОВОЙ МОДЕЛИ ИХ ЭВОЛЮЦИИ

Рубан Д.А.

*Южный федеральный университет, ruban-d@mail.ru*

Осадконакопление находится в зависимости от целого ряда факторов, среди которых тектонические движения имеют едва ли не решающее значение. В этой связи представляет значительный интерес изучение возможной связи седиментации и геодинамических обстановок. При этом следует учитывать широкий спектр возможностей влияния тектонических движений на осадконакопление. Подобного рода исследования могут вестись в двух направлениях. С одной стороны, важным представляется построение концептуальных моделей, отражающих некоторые «идеальные» ситуации. С другой стороны, столь же необходимо накопление и обобщение фактических геологических данных, описывающих такое влияние. Безусловно, оба направления исследований имеют огромное значение и дополняют друг друга. Тем не менее, стоит обратить внимание на то, что «полевая» геологическая информация всегда характеризуется достаточной неполнотой, а влияние одних факторов часто «маскируется» влиянием множества других.

Одним из важнейших достижений мировой геологии в 2015 г. стала разработка модели эволюции трансформных континентальных окраин [Basile, 2015]. В самом общем виде последние представляют собой периферийные части континентов, ограниченные транс-

формными зонами (разломами), с преобладанием сдвиговой составляющей тектонических движений вдоль границы литосферных плит. В настоящей работе сделана попытка показать некоторые особенности осадконакопления на таких окраинах. В качестве дополнительного фактора учитывается положение уровня моря, что исключительно важно в связи с его значительными и при этом весьма сложно проявляемыми колебаниями в ходе геологической истории [Ruban, 2015].

Первой стадией эволюции трансформных окраин является формирование интраконтинентального трансформного разлома между двумя кулисообразно располагающимися рифтовыми структурами, субперпендикулярного осям растяжения и субпараллельного простиранию континентальной массы [Basile, 2015]. **Трансформная окраина выглядит как периферия одного континента, «упирающаяся» в периферию другого.** Если уровень моря низкий, то осадконакопление на этой окраине будет приурочено к самому трансформному разлому, где по ослабленной зоне может развиваться речная долина или появиться цепочка озер. В случае умеренного стояния уровня моря можно ожидать формирования пролива вдоль разлома. Наконец, высокий уровень моря должен способствовать тому, что и зона разлома, и прилегающие части континентальных масс будут принадлежать единому бассейну седиментации эпиконтинентального типа. В этом случае можно ожидать накопления мелководно-морских отложений. Дно бассейна должно иметь неправильную конфигурацию из-за сдвиговых смещений по разлому.

На следующей стадии формируется активная трансформная окраина, когда трансформный разлом разграничивает фрагменты континентальной и океанической коры, последняя из которых продолжает формироваться в результате спрединга [Basile, 2015]. Следовательно, уместно предполагать, во-первых, контрастный характер осадконакопления, различающийся для участков с корой разного типа, и, во-вторых, наличие резко выраженного континентального склона и, как следствие, накопление турбидитов. Уровень моря на этой стадии эволюции трансформной окраины будет влиять на ширину зоны шельфовой седиментации.

На третьей стадии трансформная окраина является пассивной: хотя трансформный разлом по-прежнему разграничивает фрагменты континентальной и океанической коры, он становится внутриплитным и утрачивает активность [Basile, 2015]. **Вполне очевидно, что особенности осадконакопления могут остаться, в целом, такими же, как и на предыдущей стадии.** Тем не менее, логично ожидать выполаживание континентального склона, а также снижение отмеченной выше контрастности. К сказанному следует добавить, что на третьей стадии имеет место существенное перемещение депоцентра в пространстве. Он смещается в область спрединга, которая оказывается расположенной не непосредственно «перед» окраиной, как на второй стадии, а «в стороне» от нее. Соответственно осадочный материал транспортируется не с континента в море субперпендикулярно простиранию континентальной массы, а по часовой стрелке или против нее (в зависимости от направления сдвиговых смещений по трансформному разлому). Чем выше уровень моря, тем больше субперпендикулярная составляющая в этом переносе, т.к. более высокое стояние уровня означает большую ширину шельфовой зоны, где материал транспортируется в сторону от суши.

Согласно рассматриваемой геодинамической модели, трансформная континентальная окраина проходит три стадии эволюции не одновременно: каждый отдельный ее сегмент находится на разной стадии [Basile, 2015]. **Это означает, что осадконакопление приобретает исключительно комплексный характер.** Стоит также добавить, что с формированием трансформной континентальной окраины связано появлением параллельных трансформному разлому поднятий, морфологически проявляющихся в виде хребтов [Basile, 2015]. Это означает наличие еще одной области размыва, который будет тем интенсивнее, чем ниже уровень моря.

Все сказанное выше об особенностях осадконакопления на трансформных континентальных окраинах является концептуальной интерпретацией. Проверка корректности сделанных заключений требует анализа фактического геологического материала. Тот факт, что вдоль окраин Русской платформы в позднем палеозое-первой половине мезозоя происхо-

дили значительные сдвиговые смещения [Ruban, 2007], делает соответствующие регионы весьма привлекательными для проведения подобного рода исследований.

### Литература

- Basile C. Transform continental margins – part 1: Concepts and models // *Tectonophysics*. 2015. V. 661. P. 1–10.
- Ruban D.A. The southwestern margin of Baltica in the Paleozoic-early Mesozoic: Its global context and North American analogue // *Natura Nascosta*. 2007. No. 35. P. 24–35.
- Ruban D.A. Mesozoic long-term eustatic cycles and their uncertain hierarchy // *Geoscience Frontiers*. 2015. V. 6. P. 503–511.

## ПРОБЛЕМА ВЗАИМООТНОШЕНИЙ СРЕДНИХ АРИФМЕТИЧЕСКОГО, ГАРМОНИЧЕСКОГО И ГЕОМЕТРИЧЕСКОГО ПРИ КАТАГЕНЕЗЕ УГЛЯ

Рябинкин С.В.

*Институт геологии Коми научного центра УрО РАН, Ryabinkin@geo.komisc.ru*

В.И. Вернадский [1997] в лекции «О научном мировоззрении» писал: «... В истории механики аналогичную роль сыграло *regretuum mobile*, в химии – стремление к философскому камню, в астрономии – наблюдение над гороскопами, в физиологии – искание жизненного эликсира. Такие крупные и основные задачи, тщетность и неосновательность которых могла быть выяснена только путем долгого, векового опыта, привходят в науку отчасти извне, отчасти изнутри. Они составляют крупную часть всякого научного мировоззрения и, несомненно, в значительном количестве находятся в нашем современном мировоззрении. В последнее время поднялся вопрос о том, что к числу таких великих заблуждений относятся некоторые основные черты нашего современного научного мирозерцания...». Имея это в виду, перейдем собственно к тезисам.

В.А. Успенский [1954] пришел к заключению, что «...Массы углерода в летучих продуктах, образовавшихся в результате метаморфизма всей суммы погребенного в осадках органического вещества, более чем 2000 раз превышают суммарные запасы его в атмосферной углекислоте. Эти огромные массы непрерывно генерирующихся газов, несомненно, должны играть очень существенную роль в формировании химизма подземных вод и в общем круговороте углерода в земной коре. Законно полагать также, что этим газам должна принадлежать чрезвычайно важная роль в процессах первичной миграции нефти». В указанной же работе им были рассчитаны (на основании баланса основных углеобразующих элементов, а именно углерода, водорода, кислорода, азота и серы) генерация газов и воды. При этом убыль органического вещества рассчитывалась именно по среднему арифметическому. Нами предложен другой путь расчета, который заключается в том, что рассчитывается не по среднему арифметическому, а по среднему геометрическому. На примере работ Г.Л. Стадникова [1936, выдержки из табл. 5] и Е.А. Рогозиной [1969] нами приводятся краткие цифры, доказывающие справедливость такого утверждения. Так для воды формула выглядит так:  $M_{H_2O} = (H_n - 1/3 * C_n + 3/8 * 1/3 * O_n) / (H_k - 1/3 * C_k + 3/8 * 1/3 * O_k) / 100$ , причем  $H_n, C_n, O_n$  и  $H_k, C_k, O_k$  – водород ( $H_n$ ), углерод ( $C_n$ ) и кислород ( $O_n$ ) на начальной и конечной ( $H_k, C_k$  и  $O_k$ ) стадиях. Для двуокси углерода  $M_{CO_2} = (1/8 * O_n - H_n + 1/3 * C_n) / (1/8 * O_k - H_k + 1/3 * C_k) / 100$  и метана  $M_{CH_4} = (C_n - 3/8 * O_n + 3 * H_n) / (C_k - 3/8 * O_k + 3 * H_k) / 100$ .

Здесь надо признать, что в этой формуле нет ни аммиака, ни сероводорода. Для аммиака можно привести точку зрения А.Э. Конторовича [1976], согласно которой в отношении аммиака нет оснований предполагать его участие в летучих продуктах углефикации. Для сероводорода уместна точка зрения А.З. Юровского [1960], доказавшего наличие в углях

элементарной серы. Поэтому у нас нет возможности учитывать влияние азота и серы в качестве летучих продуктов углефикации.

Как меняются выражения показателя убыли угольного вещества в ходе углефикации в зависимости от способа подсчета? Среднеарифметическое и среднегармоническое значения убыли являются взаимобратными (в контексте убыли угольного вещества при катагенезе) величинами. Но интересно другое – при увеличении числа градаций катагенеза в строго определенном интервале – происходит уменьшение среднеарифметического и среднегармонического. Таким образом, при бесконечном увеличении градаций катагенеза и среднеарифметическое и среднегармоническое будут совпадать со среднегеометрическим.

Поэтому, нам представляется более целесообразно и точно брать не среднеарифметическое или среднегармоническое (или более обще – арифметическое пропорциональное или гармоническое пропорциональное), а среднегеометрическое значение (или более обще – геометрически пропорциональное). Это дает возможность дополнить основной принцип термохимической реакции в уравнениях материального баланса, по аналогии с законом Гесса [Глинка, 1954]: «...Тепловой эффект реакции зависит только от начального и конечного состояний реагирующих веществ, но не зависит от числа промежуточных стадий...». В настоящих тезисах это утверждение выглядит следующим образом: решение уравнений материального баланса по методу расчета убыли реагирующего угля не зависит от числа стадий, если убыль этого вещества вычисляют методом среднегеометрического (или геометрически пропорционального или взвешенного).

В работе Ю.А. Ткачева и Т.И. Ивановой [1997] приведены высказывания о том, что «...С.В. Рябинкин в своих математических выкладках (напоминающих усилия по изобретению *perpetum mobile*) пренебрег предупреждением основоположника метода В.А. Успенского о том, что среднее в данной ситуации – это всего лишь грубое приближение; его нельзя улучшить только математическим манипуляциями...». Эдакий своеобразный сарказм. Пусть теперь последующие исследователи просто выбирают истину. Тем более что к этому призывал и В.И. Вернадский [1997], когда писал «...Вся история науки на каждом шагу показывает, что отдельные личности были более правы в своих утверждениях, чем целые корпорации ученых или сотни и тысячи исследователей, придерживающихся господствующих взглядов...».

*Исследования выполнены при поддержке Программы фундаментальных исследований УрО РАН (проект № 15-18-5-21 «Закономерности размещения и условия формирования скоплений углеводородов в осадочных толщах Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции»).*

### Литература

- Вернадский В.И. О научном мировоззрении // Вернадский В.И. О науке. Т. 1. Дубна: Изд-во Феникс, 1997. С. 11–67.
- Глинка Н.Л. Общая химия. М.–Л.: Госхимиздат, 1954. 760 с.
- Конторович А.Э. Геохимические методы количественного прогноза нефтегазоносности. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1976. 249 с.
- Рогозина Е.А. О балансовой стороне процесса углефикации рассеянного органического вещества пород // Геохимический сборник. Вып. 10. Л.: ВНИГРИ, 1969. С. 159–163.
- Стадников Г.Л. Анализ и исследование углей. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1936. 216 с.
- Ткачев Ю.А., Иванова Т.И. Математический и геохимический анализ уравнений баланса элементов органического вещества при углефикации // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 11. С. 1737–1746.
- Успенский В.А. Опыт материального баланса процессов, происходящих при метаморфизме угольных пластов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1954. № 6. С. 94–100.
- Юровский А.З. Сера каменных углей. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 295 с.

## МИКРОКОМПОНЕНТНЫЙ СОСТАВ И КАТАГЕНЕТИЧЕСКАЯ ПРЕОБРАЗОВАННОСТЬ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ВЕРХНЕЮРСКИХ И НИЖНЕМЕЛОВЫХ ПОРОДАХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Рязанова Т.А.

ООО «Тюменский нефтяной научный центр», [taryazanova@rosneft.ru](mailto:taryazanova@rosneft.ru)

В сообщении представлены результаты изучения коллекции образцов из параметрической скв. 320 Туколандо-Вадинской, пробуренной на восточном склоне Большехетской впадины в Усть-Енисейском районе Западной Сибири. Указанная скважина вскрыла в интервале 1800–4521 м нормальный, непрерывный разрез юрско-меловых пород, не подвергавшийся дислокациям. В этой связи ее можно использовать в качестве эталона для изучения состава рассеянного и концентрированного (углефицированного детрита) органического вещества [Рязанова и др., 2004]. Состав мацералов углефицированного детрита был изучен микроскопически в проходящем свете в прозрачных двусторонне полированных шлифах по методике А.Н. Фомина [1987].

В углефицированных фрагментах органического вещества из образцов всего разреза присутствует витринит, что позволило определить степень его преобразованности и градации катагенеза [Фомин, 2011]. В каждой свите отмечается свой набор микрокомпонентов органического вещества.

*Яковлевская свита* ( $K_1a-a_2$ ), 1800–2215 м, состоит из переслаивания серых, темно-серых и буроватых песчаников, алевролитов и аргиллитов, отлагавшихся в условиях прибрежной равнины, периодически заливавшейся морем. В образцах из интервала 2078–2092 м определен наиболее разнообразный для всего изученного разреза микрокомпонентный состав углефицированного органического вещества. В состав мацералов органического вещества входят группы фюзинита и лейптинита. Группа фюзинита представлена собственно фюзинитом, семифюзинитом и склеротинитом. Фюзенизация происходит в субэпизальных условиях в заболоченных участках под действием бактерий и грибов (склеротинит). В группу лейптинита входят микроспоры и макроспоры, а также кутинит (верхняя часть кожицы листьев и стеблей). Катагенетическое преобразование органического вещества соответствует уровню начального мезокатагенеза  $MK_1$ .

*Малохетская свита* ( $K_1g_1-a_1$ ), 2215–2589 м, состоит из переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов, отлагавшихся в прибрежно-морской и пляжной обстановках. В образцах из интервала 2283–2293 м микрокомпонентный состав органического вещества представлен только витринитом. Следствием неполного разложения исходного растительного материала является сохранность его реликтовой структуры – телинит. Хорошая сохранность растительной структуры витринита обусловлена быстрым отложением в обводненные застойные условия, без предварительного периода аэробного разложения микроорганизмами (гумификации). Катагенетическое преобразование органического вещества соответствует уровню начальной стадии мезокатагенеза  $MK_1$ .

*Суходудинская свита* ( $K_1v_1-g_1$ ), 2589–3374 м, сложена разнообразными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, сформировавшимися в палеообстановках заливов и береговой линии. В образцах из интервала 2602–2628 м отмечается довольно разнообразный микрокомпонентный состав. Группа фюзинита представлена семифюзинитом и склеротинитом; из группы лейптинита присутствует кутинит. В образцах из интервалов 2663–2685 м и 3123–3231 м отмечаются витринит и кутинит. Катагенетическое преобразование органического вещества соответствует уровню  $MK_1$ . Постседиментационные преобразования представлены сидеритизацией. Кроме того, отмечаются псевдоморфозы пирита по растительным остаткам.

*Нижнехетская свита* ( $K_1b-v_1$ ), 3374–3737 м, сложена алевролитами и песчаниками, отлагавшимися в гидродинамически активной прибрежно-морской обстановке, а также зоне пляжей. Микрокомпонентный состав образцов с глубины 3619 м представлен только витринитом. Катагенетическая преобразованность органического вещества соответствует уровню  $MK_1$ . Отмечаются псевдоморфозы пирита по растительным остаткам.

*Яновстанская свита* ( $J_3km_2-K_1b$ ), 3737–4135 м, сформирована черными аргиллитами и глинистыми алевролитами, отлагавшихся в условиях слабой гидродинамики в довольно глубоких частях морского бассейна (более 100 м) в восстановительной геохимической обстановке. Отложения свиты, сформировавшиеся в обстановке средней сублиторали, содержат комплекс фораминифер. Кроме того, отмечаются псевдоморфозы пирита по фораминиферам и радиоляриям.

*Сиговская свита* ( $J_3o_1-km_1$ ), 4135–4253 м, состоит из алевролитов и аргиллитов, накопившихся в условиях мелководного морского бассейна. В образце с глубины 4247 м в шлифе из мацералов органического вещества присутствует только витринит. Степень его преобразованности соответствует стадии мезокатагенеза  $MK_2$ . Отмечается пиритизация.

*Точинская свита* ( $J_2bt_1-J_3o_1$ ), 4253–4376 м, состоит из темно-серых алевролитов и аргиллитов, сформировавшихся в условиях верхней-средней сублиторали. Из макрофауны в ее составе отмечены аммониты, из микрофауны – фораминиферы.

*Мальшевская свита* ( $J_2b-bt$ ), 4376–4521 м, состоит из светло-серых песчаников и алевролитов с подчиненной ролью аргиллитов с углистыми прослоями. Свита сформировалась в мелководной прибрежно-морской обстановке. В образце с глубины 4456 м из микрокомпонентов присутствует только витринит, сохранивший свою структуру (телинит). Катагенетическая преобразованность органического вещества соответствует мезокатагенезу  $MK_2$ - $MK_3^1$ , что соответствует главной фазе нефтеобразования.

Данные, полученные в результате детального изучения микрокомпонентного состава органического вещества юрско-мелового разреза скв. 320 Туколандо-Вадинской и степени его катагенетической преобразованности, сопоставимы с материалами по Усть-Енисейскому району из фундаментальной работы А.Н. Фомина [2011], посвященной Западно-Сибирскому мегабассейну.

Таким образом, в результате детального изучения микрокомпонентного состава органического вещества разреза скв. 320 Туколандо-Вадинской можно сделать следующие выводы: 1) верхнеюрско-нижнемеловые породы соответствуют регрессивному циклу осадконакопления. Цикл начинается морскими отложениями точинской, сиговской и яновстанской свит, которые сформировались ниже уровня активной волновой деятельности. Цикл представлен тонким, почти горизонтальным переслаиванием темных пород, преимущественно алевролитами и аргиллитами, иногда содержащих пиритизированное органическое вещество; 2) нижнемеловые породы нижнехетской, суходудинской, малохетской и яковлевской свит характеризуются субгоризонтальной слоистостью. Начиная с верхней части суходудинской свиты до яковлевской свиты включительно, в породах отмечаются угольные прослои, которые являются индикаторами циклического осадконакопления в субконтинентальных условиях. В породах содержится органическое вещество, преобразованное сульфат-редуцирующими бактериями; 3) микрокомпонентный состав органического вещества свидетельствует о преобладании гумусовых компонентов: витринит, фюзинит, лейптинит; 4) изменение микрокомпонентного состава угольных прослоев и углистого детрита отмечается с глубиной. Катагенетическое преобразование органического вещества изменяется в пределах мезокатагенеза  $MK_1^1$ - $MK_3$ ; 5) уровень катагенетического преобразования органического вещества сиговской и мальшевской свит соответствует главной зоне нефтеобразования; 6) степень преобразованности органического вещества в верхнеюрских-нижнемеловых отложениях, вскрытых параметрической скв.320 Туколандо-Вадинской в интервале 1800–4521 м могут служить эталонной Региональной шкалой катагенеза для Усть-Енисейского района Западной Сибири.

### Литература

Рязанова Т.А., Бетхер О.В., Видик С.В. Морфологические типы органического вещества в юрско-меловых породах восточного борта Большехетской впадины // Новые идеи в нефтяной геологии и геохимии. М.: Изд-во МГУ, 2004. 438–440 с.

Фомин А.Н. Углететрографические исследования в нефтяной геологии. Новосибирск: Рота-принт ИГГ СО АН СССР, 1987. 166 с.

Фомин А.Н. Катагенез органического вещества и нефтегазоносность мезозойских и палеозойских отложений Западно-Сибирского мегабассейна. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2011. 331 с.

## ОРИЕНТИРОВКА ПОДОШВЕННЫХ ЗНАКОВ В НИЖНЕПЕРМСКИХ ПЕСЧАНИКАХ НА ВОСТОКЕ КАРСКОЙ ВПАДИНЫ

Салдин В.А.<sup>1</sup>, Червяков Р.В.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Институт геологии Коми научного центра УрО РАН, litgeo@geo.komisc.ru*

<sup>2</sup>*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт*

Карская впадина находится на северо-востоке Пай-Хоя и выполнена пермскими терригенными отложениями. Согласно современному тектоническому районированию она рассматривается как внутренняя зона Предуральского краевого прогиба, испытавшая два этапа складчатости, и имеет уральское и пайхойское простирания структур [Юдин, 1994; Тимонин и др., 2004]. Крайнее северо-восточное положение и залегание на отложениях батинального комплекса вызывают разную трактовку ее тектонической природы [Перфильев, 1968; Пучков, 1975; Енцова, 1981]. Ф.И. Енцова разделила Карскую впадину на две отдельные части. Западную часть она назвала Бетьюской впадиной и рассматривала в составе Предуральского краевого прогиба. За восточной частью оставила название Карская впадина, относя ее к Уральской миогеосинклинали [Енцова, 1981]. Позднее В.В. Юдин [1994], по-видимому, избегая терминологической путаницы, обозначил ее как Пэкучехинская впадина, на площади которой нами проведены наблюдения за ориентировкой подошвенных знаков. Нижнепермские отложения в ней выделялись в кечьпельскую свиту [Енцова, 1981; Елисеев и др., 1984] (Микляев, 1989ф) и рассматривались как флишоидные или флишевые образования. Они формировались в раннепермскую эпоху в остаточном океаническом прогибе у подножия пассивной окраины Европейского континента, но обломочный материал поступал с противоположной стороны прогиба, где находился ороген. Согласно существующим представлениям, прогиб заполнялся с востока [Тимонин и др., 2004]. Ниже мы будем называть эту часть Карской впадины в палеогеоморфологическом плане Пэкучехинским прогибом.

Породы вскрыты многочисленными реками с каньонообразными долинами. Они представлены граувакковыми песчаниками, обычно мелкозернистыми, алевритами и аргиллитами. Обломочную часть песчаников составляют полевые шпаты, кварц, хлорит, различные силициты и эффузивные породы основного и среднего составов (редко кислого), а также микрокварциты и аргиллиты. Минеральный состав аргиллитов, образующих самостоятельные слои, хлорит–иллитовый. Характерные структурно-текстурные признаки и цикличность большинства нижнепермских отложений указывают на то, что они являются образованиями различных гравитационных потоков, что позволяет относить их к флишевой формации. Корреляция отдельных разрезов представляет трудность из-за очень редких органических остатков, отсутствия маркирующих горизонтов и сложного геологического строения, для которого характерны многочисленные складки и разрывные нарушения. Чаше слои простираются с юго-востока на северо-запад (азимут 330–350°) с падением под углами 40–80° на юго-запад или северо-восток. Иногда видны шарниры складок с северо-западным и юго-восточным падением под углами 10–70°.

В настоящее время в строении флишевой формации выделяются три части: нижняя, средняя и верхняя. Нижняя часть (мощность 250–300 м, пэтаркинская свита), сложенная преимущественно аргиллитами и алевролитами с редкими прослоями песчаников, распространена на юго-западе изученной площади на правом берегу р. Кара (ручьи Изъявомвож, Безымянный, Базовый и реки Брусъяха, Нгэрм-Пэяха). Отложения трактуются как дистальные турбидиты (классы фаций D и E по [Stow, 1985]). **Средняя часть формации (400–600 м, нижняя и средняя толщи по [Енцова, 1981]), сложенная песчаниками, алевролитами и аргиллитами, широко распространена на северо-востоке (рр. Пэкоцяяха, Тальбэйэха, Нерулаваяха и Нгаияха, впадающие в Байдарацкую губу Карского моря) и юго-западе района (руч. Изъявомвож, Безымянный, Лымъявож и р. Брусъяха в бассейне р. Кара). Отложения интерпретируются как классические турбидиты (классы фаций C, D и E по [Stow, 1985]). Верхняя часть формации (около 1000–1200 м, соответствует верхней толще по [Енцова, 1981]) сложена преимущественно аргиллитами и алевролитами. Также в верхней части формации наблюдаются толстопластовые (0.5–3 м) песчаники, образующие пачки мощностью 3–15 м и нередко с оползневыми складками и включениями обломков песчаников, а иногда известняков линзовидной формы (до нескольких м) с остатками фауны. Верхняя часть формации распространена на северо-западе территории (рр. Лабияха, Бол. и Мал. Хондэйяха, впадающие в Байдарацкую губу, а также реки Бол. и Мал. Вануйта бассейна р. Кара). Данные отложения трактуются как фации турбидитов класса E, B и F.**

Для понимания истории бассейна осадконакопления важно установление фациальной принадлежности отложений, положение области сноса и характера палеотечений. Ориентированные осадочные текстуры являются одними из главных признаков, по которым судят о направлении палеотечений, а ориентированные знаки в подошве песчаников наиболее надежны при их восстановлении во флишевых бассейнах. Фактический материал получен в период 2014–2015 гг. в ходе геологосъемочных работ ГДП-200 на юго-востоке Пай-Хоя в составе Карской партии ВСЕГЕИ (начальники партий С.Ю. Петров и С.В. Серегин). Ориентированные подошвенные текстуры наблюдались на площади около 1200 км<sup>2</sup> (30×40 км) – от побережья Байдарацкой губы на северо-востоке до реки Кары на юго-востоке и от Карской астроблемы на северо-западе до правобережья р. Нгаияхи на юго-востоке. Всего было проведено 42 измерения.

Из них преобладающее большинство (39 измерений) приходится на среднюю часть формации. Измерения выполнялись по методике, описанной в работах [Градзинский и др., 1980; Методы..., 1984]. Подошвенные ориентированные текстуры на изученной территории представлены слепками желобков, борозд и царапин. Слепки желобков наиболее разнообразны по форме – язычковые, пальцеобразные, конические, обоюдоострые и др. Они являются самыми важными показателями направления течений. Острое и наиболее рельефное окончание желобков направлено вверх по течению. На их долю приходится около половины измерений. Слепки борозд и царапин показывают только линию движения потока, поэтому их направления согласовывались с направлениями слепков желобков, наблюдаемых в выше- или нижезалегающих слоях. Если отсутствовали желобки, то интерпретация направлений царапин и борозд основывалась на постулате, исключающем поступление полимиктового обломочного материала со стороны Европейского континента.

Слепки желобков в поперечном сечении имеют форму сегментов с максимальной высотой 0.2–2 см, шириной 3–6 см в основании и длиной 10–20 см. Ориентированы они, как правило, строго параллельно, заполняя площадь поверхности на 50–70%. В разрезе р. Пэкоцяяха, отличающемся разнообразием подошвенных текстур и наибольшим разбросом их ориентировок, описаны редкие по форме желобковообразные слепки. Они рельефно выступают над поверхностью на 1–2 см в виде прерывистых прямых, иногда слабоизогнутых, валиков с изменчивой шириной основания (3–6 см) и длиной 20–30 см. Расположены желобки в ряд, что делает их сходными со слепками борозд. Борозды ориентированы параллельно и находятся на расстоянии 2–10 см друг от друга. На поверхности этих относительно крупных слепков наблюдаются в свою очередь слепки меньшего масштаба, представленные



продольными гребнями и впадинами шириной 3–5 мм, длиной 20 см и высотой (глубиной) 2–3 мм. Эти подошвенные знаки покрывают более половины площади поверхности напластования. Заметим, что ориентировка слепков борозд вышележащего слоя отклоняется на 50° от этого направления.

Было выяснено, что подошвенные знаки имеют широкий спектр ориентировок (азимуты от 150° до 330°) и **укладываются в схему палеотечений унимодального типа** [Селли, 1981]. Ориентировки слепков на некоторых участках (рр. Нгайяха и Пэкоцяяха) сильно отличаются в пределах одного разреза и даже одной пачки, но среднеарифметические значения векторов направлены на юго-запад. Преобладающая часть измерений (более 60%) показывает, что палеопотоки были устремлены преимущественно на юго-запад, юг и юго-восток (150°–210°). **Господствующим направлением течений в Пэкучехинском прогибе можно** объяснить более низкое отношение песчаник/аргиллит+алевролит средней части формации на р. Нгайяха по сравнению с северными разрезами. Основное направление палеотечений диагонально к простираниям пайхойских структур и, в частности, Карской впадины. Оно не согласуется и с распространением на площади разных частей флишевой формации, сложенных различными ассоциациями отложений гравитационных потоков. Полученные данные можно объяснить существованием нескольких небольших подводных конусов у подножия борта Пэкучехинского прогиба со стороны области сноса. При этом прогиб мог иметь северо-западное пайхойское простирание с юго-восточным наклоном осевой части. Эта версия могла объяснить разнонаправленность палеотечений в пределах одного разреза. Для флишевых глубоководных прогибов характерны направления потоков вниз по склону, а затем вдоль их оси [Петтиджон, 1981]. Ранее нами были установлены направления течений в раннепермскую эпоху во время формирования кечпельской свиты Лемвинской структурно-формационной зоны Полярного Урала [Салдин, 2005]. **Преобладающее там юго-западное** направление палеотечений совпадает с простиранием тектонической структуры. Возможно, и в Пэкучехинском прогибе течения были направлены вдоль его оси, если предположить его субмеридиональную уральскую ориентировку в раннепермскую эпоху.

Таким образом, ориентированные подошвенные знаки развиты, главным образом, в отложениях средней части формации на северо-востоке района и очень редки (3 измерения) на юго-западе района, на правом берегу р. Кара. Они указывают на господство палеотечений по азимутам 150°–210°, **то есть заполнение прогиба обломочным материалом происходило** преимущественно с севера, а не с востока, как представлялось ранее. Наши исследования основываются пока на небольшой выборке измерений. Их явно недостаточно для получения полной картины распределения палеотечений в раннепермскую эпоху на востоке Карской впадины, поэтому пока рано делать определенные выводы.

### Литература

- Градзинский Р., Костецкая А., Радомский А., Унруг Р. Седиментология. М.: Недра, 1980. 646 с.
- Енцова Ф.И. Тектоническая природа Пай-Хоя и его взаимоотношение с Уралом // Геотектоника. 1981. № 1. С. 58–69.
- Елисеев А.И., Юдович Я.Э., Беляев А.А., Семенов Г.Ф. Осадочные формации Пай-Хоя и перспективы их рудоносности. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ АН СССР, 1984. 28 с.
- Методы палеогеографических реконструкций (при поисках залежей нефти и газа). Л.: Недра, 1984. 271 с.
- Перфильев А.С. Особенности тектоники севера Урала. М.: Наука, 1968. 224 с.
- Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.
- Пучков В.Н. Структурные связи Приполярного Урала и Русской платформы. Л.: Наука, 1975. 203 с.
- Салдин В.А. Верхнепалеозойские флишевые формации севера Урала как индикаторы палеодинамики // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2005. № 10. С. 2–5.
- Селли Р.К. Введение в седиментологию. М.: Недра, 1981. 370 с.

Тимонин Н.И., Юдин В.В., Беляев А.А. Палеогеодинамика Пай-Хоя. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 225 с.

Юдин В.В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УИФ «Наука», 1994. 285 с.

Stow D.A.V. Deep-sea clastics: where are we and where are we going? // Sedimentology: recent developments and applied aspects. P.J. Brenchley, B.J. Williams (Eds). Geol. Soc. London Spec. Publ. 1985. № 18. P. 67–122.

## СТРОЕНИЕ БАХИЛЬНОЙ АНТИКЛИНАЛИ ПО ЛИТОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ (УНЬЯ, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Сандула А.Н.<sup>1,2</sup>, Шадрин А.Н.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии Коми научного центра УрО РАН, sandula@geo.komisc.ru

<sup>2</sup>Сыктывкарский государственный университет

В бассейне р. Уньи в пределах Западной подзоны Верхнепечорского поперечного опускания в зоне развития каменноугольных и нижнепермских отложений выделяется ряд ряд антиклинальных и синклиналильных структур, детально описанных В.В. Юдиным [1983]. Большинство из них относится к линейному типу и достаточно просто дешифруются в геологическом строении района, за исключением Бахильной антиклинали. По определению, это сложная ныряющая антиклинальная складка, ядро которой сложено визейскими отложениями, а крылья – серпуховскими известняками [Юдин, 1983, рис. 34]. На р. Унья, в 2.5 км ниже устья р. Мисюрйя (левый приток), в обнажении правого берега наблюдается восточное крыло антиклинали, сложенное визейскими известняками, падающими на восток под углами 45–60°. Приядровая часть складки обнажена плохо. Здесь в небольшом выходе наблюдаются средневизейские темные известняки с прослоями черных кремней и темно-серых алевролитов. Западнее обнажается лежачее крыло, сложенное средневизейскими темно-серыми иногда доломитизированными, известняками с кремнями. Здесь опрокинутое залегание пород подтверждается определениями брахиопод, кораллов и фораминифер [Калашников, 1970, с. 32, обн. 33], согласно которым тульские известняки лежат на алексинских. Далее к западу, по мнению В.В. Юдина, в ряде выходов четко прослеживается ложная антиклиналь, т.е. антиклиналь по структуре, но с опрокинутым залеганием пород. Однако, по нашим данным, на этом участке в породах наблюдаются структурно-текстурные признаки, по которым западное крыло Бахильной антиклинали имеет иное строение.

Действительно в верхнем конце выхода, где опрокинутое залегание пород установлено по фаунистическим данным, были выявлены текстуры градиационной слоистости известняков подтверждающие этот факт, а также присутствует большое количество колоний кораллов, захороненных в положении роста. В нижнем конце обнажения после небольшого задернованного участка, напротив средней части о. Кирпичный, в 100 м от уреза воды, на протяжении около 150 м были описаны три выхода, в породах которых наблюдались признаки как нормального, так и опрокинутого залегания.

Так, в нижнем выходе (небольшая скала на вершине коренного берега) на хорошо отмытой поверхности в темно-сером биокластовом известняке отмечены горизонтальная и волнистая слоистость, обусловленные наличием грубобиокластовых прослоев толщиной около 2–3 см. Причем, в одном из случаев волнистое наслоение является срезом знаков ряби волнения. Рябь симметричная, волны имеют острые вершины, амплитуда составляет 5 см, длина волны – 20 см. Кроме того, после прослоя с текстурой ряби волнения в составе пород отмечаются единичные онколиты округлой (2 см в диаметре) и овальной (0.5–1.5 см) формы, в ядрах которых находятся обломки створок брахиопод, а в основании этого пласта наблюдаются одиночные веточки и колонии кораллов *Syringopora*, *Lithostrotion* и *Rugosa*

иногда нарастающих друг на друга. Согласно выявленным текстурам азимут падения пород равен  $100^\circ$ , угол падения –  $40^\circ$ .

Во втором выходе в двух соседних слоях биотурбированных биокластовых известняков наблюдаются колонии кораллов *Lithostrotion in situ* и в перевернутом состоянии. В первом случае видимый срез плоскости обнажения прошел практически через центр колонии, в результате чего видно все стадии ее роста от одной веточки в основании к периферии. Интересно, что рядом с ней расположена крупная створка брахиоподы с нарастающей на ней колонией *Chaetetes*. В следующем слое колония *Lithostrotion* ориентирована в обратном направлении, но здесь, видимо, она расположена в перевернутом состоянии. Так как в верхней части слоя веточки коралла срезаны практически по одной линии, что, по всей видимости, могло произойти после захоронения в осадке уже перевернутой колонии. Азимут падения –  $100^\circ$ , угол падения –  $35^\circ$ .

В третьем выходе одно из тектонических нарушений разделяет его на две неравные части. Плоскость сместителя имеет северо-северо-западное простирание с падением на восток под углом  $65^\circ$ . На его поверхности в верхней части склона имеются крупные субвертикальные борозды скольжения, из-за плохой сохранности которых нельзя определить его принадлежность к сбросу или к надвигу. Восточнее от этого нарушения породы слабо дислоцированы. Только у подножия склона они разбиты трещинами кливажа. Западная часть выхода имеет более сложное блочное строение, не нарушающего, впрочем, общей последовательности наложения пород. Здесь трещины разделяются на две системы. В одной из них трещины круто падают на запад по азимуту  $285^\circ$ . По своим характеристикам они относятся к типу сдвиг с небольшой амплитудой смещения. Во второй системе трещины имеют мульдообразные формы. В своей нижней части они субпараллельны основному тектоническому нарушению, а вверх по склону их углы падения довольно быстро меняются на более крутые. В плоскостях смещения зафиксированы зеркала скольжения, по зазубринам которых можно сделать вывод о сбросовом их генезисе. Амплитуда смещения в них имеет небольшие величины.

Литологически породы во всем выходе представлены темно-серыми и черными биокластовыми известняками со створками крупных брахиопод гигантопродуктусов и кораллами. Однако залегание пород по разные стороны от основного тектонического смещения, по имеющимся текстурным признакам, отличаются. Так, в западной части в 2–2.5 м по мощности ниже нарушения выступает пласт биогермного кораллового известняка. Размер колоний *Rugosa* достигает до 20–30 см в наибольшем измерении, они ориентированы одинаково и сильно сближены (нарастают друг на друга). Согласно направлению их роста породы здесь имеют примерно тоже залегание, что и в предыдущих двух выходах: азимут падения  $80^\circ$ , угол падения  $55^\circ$ . В восточной части выхода тоже есть пласт биокластовых известняков с кораллами. Он прослеживается от основания скалы вверх по склону, где на горизонтальном уступе был вскрыт совсем недавно и текстурные особенности довольно хорошо различимы. В основании пласта можно наблюдать крупные толстостенные створки брахиопод и коралловую колонию, захороненную *in situ* (в имеющемся срезе видна базисная веточка). В окружающей ее биокластовой массе по удлиненным фрагментам органических остатков можно проследить слоистость. Она плавно облекает колонию и снизу вверх постепенно переходит в горизонтальную. Затем она под острым углом срезана слоем грубобиокластового состава, на котором выросла еще одна колония кораллов. Она асимметрична по отношению к поверхности, на которой была закреплена, а направление роста ее сегментов перпендикулярно основанию пласта. В перекрывающей этот слой биокластовой массе также видна слоистость, в кровле пласта постепенно переходящая от косой к горизонтальной. Согласно выявленным текстурным особенностям породы в этой части выхода имеют опрокинутое залегание с падением по азимуту  $100^\circ$  и углом падения  $55^\circ$ , причем вверх по склону он постепенно достигает  $85^\circ$ .

Ниже по реке поблизости от упомянутых выше выходов на правом берегу р. Унья обнажений больше нет. Однако, местами под корнями упавших деревьев наблюдаются высыпки

темно-серых микрозернистых известняков и темно-серых тонкослоистых микрозернистых доломитов. Принадлежность данных пород к отложениям серпуховского яруса весьма сомнительно, так как доломиты косогорского возраста имеют несколько иные характеристики [Шадрин, Сандула, 2004; Коюшев, 2014]. В тоже время подобные доломиты были описаны нами в составе пород тульского горизонта визейского яруса [Шадрин, Сандула, 2013]. Еще западнее выходы, отнесенные В.В. Юдиным к Бахильной антиклинали, находятся на левом берегу р. Унья в районе устья р. Бахильная потеряха. Здесь выходят визейские известняки, вниз по реке постепенно сменяющиеся породами серпуховского яруса и среднего карбона [Варсановьева, 1933; Калашников, 1970; Юдин, 1983; Сандула, 2012]. Падение пород в этой части западное под углами 60–70°.

Согласно приведенным выше данным, можно заключить, что в разрезе р. Унья на участке от устья р. Мисюрйя до устья р. Бахильная потеряха вместо одной ныряющей антиклинали мы имеем дело с двумя антиклиналями. Они разделены друг от друга надвигом (срывом?), наклоненным на восток под углом 65° и простирающимся с северо-северо-запада на юго-юго-восток. На севере он соединяется с меридианально простирающимся надвигом, разделяющим Садовскую и Бахильную структуры, а на юге огибает возвышенность левого берега и, по линеаментам на космоснимках яндекс-карт, прослеживается в междуречье рр. Мисюрйя и Бахильная потеряха.

Таким образом, в строении Бахильной антиклинали в бассейне р. Унья нами выделена осложняющая ее антиклиналь (Западно-Бахильная). Северная ее периклиналь вскрыта в разрезе р. Унья на отрезке от о. Кирпичный до устья р. Бахильная потеряха. К югу антиклиналь прослеживается до среднего течения р. Бахильная потеряха. Длина Западно-Бахильной антиклинали около 7.5 км, ширина 0.7–0.8 км, удлинение 1:10.

*Исследования проведены при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований УрО РАН (проект 15-18-5-47).*

### Литература

*Варсановьева В.А.* Предварительный отчет о работах в 1927 г. в западной части юго-восточной четверти 124 листа. (Бассейн р. Уньи). М.–Л.: ВГРО, 1933. 47 с.

*Калашников Н.В.* Нижнекаменноугольные отложения бассейна реки Уньи // Стратиграфия каменноугольных отложений заадного склона Северного и Приполярного Урала. Сыктывкар: ИГ КомиФАН СССР, 1970. С. 25–40.

*Коюшев А.И.* Косогорские отложения в разрезе р. Унья (обн. 65, нижний карбон, Северный Урал) // Геолого-археологическае исследования в Тимано-Североуральском регионе. Сыктывкар: Геопринт, 2014. С. 38–44.

*Сандула А.Н.* Осадконакопление в среднекаменноугольную эпоху в бассейне Верхней Печоры // Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012. С. 198–200.

*Шадрин А.Н., Сандула А.Н.* Типы пород верхневизейско-нижнесерпуховсктх отложений в разрезе р. Унья (Северный Урал) // Карбонатные осадочные последовательности Урала и сопредельных территорий: седименто- и литогенез, минерагения. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 193–195.

*Шадрин А.Н., Сандула А.Н.* Строение тульских отложений в разрезе среднего течения р. Уньи (визейский ярус, нижний карбон, Северный Урал // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Сыктывкар: Геопринт, 2013. С. 201–205.

*Юдин В.В.* Варисциды Северного Урала. Л.: Наука, 1983. 173 с.

## СРЕДНЕ–ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ЭПОХА И ЕЕ ОТРАЖЕНИЕ В ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ ПЕРИФЕРИИ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

Седаева К.М.

Московский государственный университет, [sedaeva-mgu@mail.ru](mailto:sedaeva-mgu@mail.ru)

В последние десятилетия развития наук о Земле «...стало очевидным единство многих фундаментальных законов, контролирующих генерацию, миграцию и аккумуляцию промышленных металлического, неметаллического и углеводородного сырья» [Старостин, 2012, с. 79]. Родство углеводородного и рудного образования прослежено в средне-позднепалеозойскую ( $PZ_2$ – $PZ_3$ ) минерагеническую эпоху (450–230 млн лет назад), обладающей высокой эндогенной и экзогенной металлогенической продуктивностью. В это время изменилась геодинамическая и геолого-тектоническая обстановки рудообразования и нефтегазообразования, происходившие на фоне слияния (сборки) разобщенных континентов Лавразии и Гондваны, с образованием суперконтинента Пангеи во время заключительной фазы каледонского и герцинского орогенеза [Божко, 2009]. Наметились тесные связи металлогенических процессов с эпохами складчатости, характером и масштабами корового и отчасти мантийного магматизма. Особенно ярко проявилась генетическая связь с глобальными и региональными тектоно-магматическими процессами. Геологический разрез  $PZ_2$ – $PZ_3$  насыщен гранитоидными и вулканогенными, а также нефтегазоносными комплексами силура-девона, нижнего и верхнего карбона, верхнего карбона-нижней перми. Области и зоны тектоно-магматической активизации с рифтовыми системами и вулканическими поясами явились генераторами рудной минерализации и углеводородного скопления. Резко увеличилось число рудных формаций за счет обогащения земной коры халькофильными, благородными и редкоземельными элементами с образованием крупных месторождений, рудных провинций и поясов, определяя собой эндогенную минерагению в орогенных областях. Нефтегазообразование и скопление углеводородов происходило на пассивной окраине древних континентов, обусловленные интенсивным прогибанием и компенсированным карбонатонакоплением с образованием мощных толщ микрозернистых известняков и определяя, таким образом, экзогенный тип минерагении осадочного чехла периферии древних платформ. Вследствие этого шло формирование структурно-металлогенических зон – осадочных бассейнов, образованных во внутриплатформенных эпиконтинентальных морях [Старостин, 2012].

В палеозойских разрезах осадочного чехла периферии древних платформ (*Восточно-Европейской, Северо-Американской, Сибирской, Китайской*) Северного полушария наблюдаются уровни накопления мощных (100–500 м и более) толщ микрозернистых известняков. Они заполняют собой большую часть осадочных бассейнов, сформированных на окраинах материков палеомориями Япетуса, Панталассы, Уральского, Палеоазиатского и Рейского (Палеотетиса). Основная их масса сложена тончайшими карбонатными частицами – микритом сгусткового или комковатого строения микробиальной природы и образована микробными сообществами – микробионтами. Их можно рассматривать, как карбонатные микробионтолиты, а петрографически это микритово-микробиальные известняки, в названии которых зафиксированы структура и способ образования карбоната кальция. В пространстве карбонатные микробионтолиты формируют геологические тела клиноформноподобной или куполовидной формы, нередко рифоподобного облика, а в разрезе – в виде серии пластов известняков однородного сложения, которым присуща крупная или грубая слоистость. Интервал их появления в разрезах осадочного чехла древних кратонов отмечается на границе силура-девона ( $S/D$ ), девона-карбона ( $D/C$ ), раннего-позднего карбона ( $C_1/C_2$ ), карбона-перми ( $C/P$ ) и ранней-средней перми ( $P_1/P_2$ ).

В эволюционной истории биосферы эти рубежи  $PZ_2$ – $PZ_3$  многими исследователями рассматриваются как экстремальные периоды – периоды массового вымирания организмов

[Биотические..., 1989]. Эти рубежи  $PZ_2$ – $PZ_3$  и синхронные им уровни накопления мощных толщ карбонатных микробионтолитов косвенно свидетельствует о наиболее радикальных изменениях и перестройке биосферы, обусловленных проявлением масштабных и относительно кратковременных абиотических событий. Эти события произошли в результате взаимодействия различных тектоно-магматических и экзогенных процессов, протекавших в геосферах Земли на данных этапах ее развития, в связи с проявлением фаз каледонского и герцинского циклов орогенеза на фоне слияния разобщенных континентов Лавразии и Гондваны, и образования суперконтинента Пангеи [Божко, 2009; Старостин, 2012].

*Пограничные карбонатные микробионтолиты силура–девона* формировались на окраинах древних материков (Гондваны, Лаврентии, Балтии) и Восточно-Европейского и Северо-Китайского кратонов вокруг обширных морских бассейнов (Япетуса, *Уральского и Палео-Азиатского*). По латерали они переходят в сульфатоносные карбонатные отложения с пропластками и пластами карбонатных, тонкообломочных и отчасти соленосных пород. Их формирование происходило на фоне глобальной регрессии (*проявленной в конце силура*) и аридизации климата на заключительной стадии арденской фазы позднекаледонского цикла тектогенеза, вулканизма в пределах орогенных областей (*с возникновением колчедано-полиметаллического оруденения*) и **I импульса оледенения в Южном полушарии**. Проявление абиотических событий обусловило значительное сокращение площади акваторий морского бассейна и их обмеление, и появление в гидро- и атмосфере вредных веществ. Открыто-шельфовые обстановки позднесилурийского морского бассейна с нормальным газовым и солевым режимом вод сменились в раннем девоне на лагунные и приливно-отливные с нарушенным солевым режимом. Изменения палеоландшафтных обстановок и палеоэкологических условий вызвали сокращения биоразнообразия в таксономическом составе морской биоты эукариот и массовое вымирание организмов во многих провинциях Тетической и Бореальной области Северного полушария (*исчезли неаммоидные наружнораковинные цефалоподы, многие таксоны и рода брахиопод, остракод и некоторых представителей конодонтоносителей*). Одновременно с этим биотическим событием отмечается расцвет прокариот и смена биогенного карбоната накопления на биохемотропное с микробиальным способом осаждения карбоната кальция на фоне ускоренного прогибания континентальной коры по периферии древних континентов. Вследствие этого происходило формирование толщ микрозернистых известняков – карбонатных микробионтолитов, обогащенных сапропелевым ОВ. Это в свою очередь предопределило образование нефтематеринского комплекса данного возраста с последующей конденсацией и скоплением углеводородов, и образованием очагов УВ, определяя экзогенный тип минерализации.

*Пограничные карбонатные микробионтолиты девона–карбона* установлены во многих карбонатных разрезах осадочного чехла древних кратонов и сопредельных с ними перикратонных прогибах, представляя собой образования окраинных морей со стороны Япетуса, Панталассы, Рейского (Палеотетиса), Уральского и Палео-Азиатского водных бассейнов. По латерали с ними ассоциируются относительно маломощные силициты, доманикоиды или вулканиты, выполняющие депрессионные участки и впадины морских бассейнов. Формирование толщ микробионтолитов происходило на фоне проявления бретонской фазы раннегерцинского цикла тектогенеза – в эпоху проявления главной фазы рифтогенеза и супервулканизма (*вследствие усиления мантийного вулканизма*). В конце девона фиксируется: 1) резкое снижение уровня Мирового океана, в связи с крупным импульсом Гондванского оледенения; 2) биотический кризис с массовым вымиранием известковых форм организмов (*вымерли многие рода и таксоны головоногих моллюсков – аммонитов и наутилоидей, брахиопод, фораминифер, конодонтоносителей, девонских рыб в различных палеозоогеографических провинциях Северного полушария*); 3) взрыв таксономического разнообразия радиоларий в субглобальном масштабе и 4) расцвет прокариот. Микробиальное карбонатное накопление происходило в условиях открыто-шельфового мелководья обширных эпиконтинентальных морских бассейнов с многочисленными островами, отмельными и депрессионными участками и областями на фоне интенсивного прогибания и частых трансгрессий

(в начале турнейского века). В морских бассейнах появились застойные западинные обстановки с нарушенным газовым и солевым режимом, в которых шло накопление гидрокарбонатов с повышенным содержанием Сорг микробальной природы, с дальнейшим их преобразованием в черные и горючие сланцы, обогащенных редкоземельными и рудными элементами. По периферии карбонатных платформ и древних материков шло формирование мощных толщ микробионтолитов, в высокой степени обогащенных сапропелевым ОВ. Благодаря высоким скоростям седиментации нефтегазоматеринские породы были погружены на глубины, необходимые для генерации жидких и газообразных УВ. Вследствие этого синхронно с ними шло формирование нефтематеринских комплексов, с которыми связаны крупнейшие месторождения горючих и черных сланцев, нефти и газа во многих регионах Северного полушария [Перродон, 1991] – Северная Африка, США, Канада, Россия, Китай.

*Пограничные карбонатные микробионтолиты ранней–средней перми* встречаются в карбонатных разрезах окраин Восточно-Европейской (Польша, Прибалтика, Германия, Великобритания, Прикарпатье–Украина, Волго-Вятский регион России), Северо-Американской (формация Фосфория – бассейн Биг Хорн) и Китайской платформ. Их формирование происходило на фоне тектоно-магматической активизации (в связи с проявлением заальской и пфальцской фаз позднегерцинского цикла тектогенеза), общей регрессии и аридизации климата, что обусловило резкое сокращение площади морских бассейнов, их обмеление и эвапоритизацию. Это привело к: 1) резкому снижению биоразнообразия в составе эукариот и биотическому кризису – массовому вымиранию организмов, 2) господству прокариот и микробальному карбонатонакоплению. Вследствие этого происходило формирование карбонатных микробионтолитов на фоне редких ингрессий морских вод с несколькими уровнями скопления бентосной фауны, с дальнейшим образованием в них природных резервуаров нафтидов.

Таким образом, микробальное карбонатонакопление в истории среднего и позднего палеозоя происходило на экстремальных рубежах – на фоне проявления кратковременных абиотических событий, вызванных активизацией тектогенных, разномасштабных эндогенных и флюидно-гидротермальных процессов с эпизодическим и локальным участием плюмово-мантийного магматизма (особенно на рубеже D/C), **обусловившие радикальные изменения** в биосфере. Это привело к образованию мощных толщ микрозернистых известняков – карбонатных микробионтолитов на периферии древних платформ и кратонов, обогащенных ОВ, что предопределило экзогенную металлогеническую продуктивность древних платформ Северного полушария. На уровне накопления карбонатных микробионтолитов в литосфере зафиксировано появление толщ гранитоидов (особенно на рубеже C<sub>1</sub>/C<sub>2</sub>), колчеданосных вулканитов с полиметаллическим оруденением, и крупные скопления разных руд и металлов, а в стратифере – нефти, газа и горючих сланцев. Это в свою очередь привело к формированию эндогенных и экзогенных металлогенических зон, провинций и поясов в складчатых областях и на периферии древних платформ, с металлогенией отдельных видов полезных ископаемых или их генетических типов.

Тектономагматические процессы обусловили: 1) поступление в атмосферу и гидросферу значительного количества пепла, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, SO<sub>2</sub>, и др. газов, SiO<sub>2</sub>, S и сопутствующих малых, редких и редкоземельных элементов; 2) резкие и частые флуктуации уровня моря, 3) палеоклиматические изменения, 4) запустили цепную реакцию экологических изменений, «спровоцировав» несколько импульсов Гондванского оледенения в Южном полушарии на рубеже S/D, D/C, C<sub>1</sub>/C<sub>2</sub>, P<sub>1</sub>/P<sub>2</sub> и 5) привели к снижению уровня кислорода (особенно на рубеже D/C) **в атмосфере и гидросфере. Тектогенные и эндогенные процессы, проявившиеся** в морских бассейнах и на суши, обусловили биотический кризис и перестройку биосферы с широкомасштабным развитием микробальных сообществ, утилизирующих вредные вещества из атмосферы, и гидросферы с образованием карбонатных микробионтолитов и гидракарбонатов, послуживших основой нефтегазообразования с последующей конденсацией, скоплением и образованием очагов углеводородов и сланцевой нефти. Вследствие этого происходило формирование мощных толщ карбонатных микробионтолитов в виде

стратууровней на различных интервалах среднего и позднего палеозоя, синхронных стратууровням повышенного и интенсивного рудо-, нефте-, газо- и сланцеобразования, что отражает тесную связь тектоники, магматизма и седиментогенеза с эндогенным и экзогенным миагенозом промышленных рудных, нерудных и нефтегазовых месторождений, отражая родство углеводородного и рудного образования.

#### Литература

- Биотические события на основных рубежах фанерозоя. М.: Изд-во МГУ, 1989. 176 с.  
Божко Н.А. Суперконтинентальная цикличность в истории Земли // Вест. МГУ. Сер. 4. Геология. 2009. № 2. С. 13–27.  
Перродон А. Формирование и размещение месторождений нефти и газа. М.: Наука, 1991. 391 с.  
Старостин В.И. Металлогения. М.: КДУ. 2012. 560 с.

### КОМПЛЕКСНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МАТЕРИАЛОВ ГИС, ЯДЕРНО-МАГНИТНЫХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ КЕРНА ДЛЯ ГЛУБОКОПОГРУЖЕННОЙ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ В РАЗРЕЗЕ ТЮМЕНСКОЙ СГ-6

Сиротенко Л.В.<sup>1</sup>, Горбачев В.И.<sup>2</sup>, Тарханов Г.В.<sup>2</sup>, Есипко О.А.<sup>2</sup>,  
Стомпелев И.А.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ОАО «КамНИИКИГС», [siroil@yandex.ru](mailto:siroil@yandex.ru)

<sup>2</sup>ОАО «НПЦ Недра»

Повышение эффективности решения таких традиционных задач, как выделение в разрезе интервалов коллекторов и оценка характера их насыщения, возможно за счет комплексного подхода и анализа всей получаемой в процессе бурения и исследования скважины информации, получаемой при ГИС, ГТИ, петрофизических и геохимических исследованиях каменного материала [Есипко и др., 2000; Сиротенко, Горбачев, 2000; Сиротенко и др., 2014].

По результатам интерпретации материалов ГИС, фотоизображений каменного материала и данных исследований образцов керна методами ЯМР и пиролиза (ТМС) выделяются перспективные пласты-коллекторы или возможные пласты-коллекторы, устанавливаются вещественно-структурные особенности пород, характер их насыщения, петрофизические и геохимические параметры, характеризующие коллекторские свойства пород и их нефтегазовый потенциал в выделенных интервалах глубокопогруженной базальтовой толщи разреза Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6 [Тюменская..., 1996].

Комплексирование материалов интерпретации ГИС, геохимических и петрофизических методов исследований керна, являющихся разнопорядковыми, взаимонезависимыми и взаимодополняющими методами, существенно повышает геологическую информативность о вскрытом разрезе и делает более обоснованным выбор объектов для испытаний. На примере разреза базальтовой толщи в Тюменской СГ-6 рассмотрены особенности технологии комплексной интерпретации материалов геофизических, петрофизических и геохимических исследований.

Геолого-геофизический разрез изучаемой части разреза Тюменской СГ-6 в интервале 6580–6680 м, представленного коротчаевской свитой (нижняя часть оленекского яруса) [Тюменская..., 1996]. В интервале 6584–6670 м по данным интерпретации материалов ГИС выделяется ряд пластов, которые могут являться коллекторами для газа и воды. Пористость пород оценивалась по данным методов АК, НГК, БК с использованием стандартных методик и петрофизических зависимостей, установленных по результатам исследования керна.



Интервал 6600–6656 м сложен в различной степени преобразованными базальтами. По результатам исследования керн основные изменения базальтов связаны с хлоритизацией, гематитизацией, цеолитизацией пород. В числе вторичных минералов присутствуют также эпидот, пренит, пумпеллит, карбонаты. При оценке пористости пластов по данным нейтронного каротажа в вулканогенной толще возникают погрешности связанные с тем, что в разрезе присутствуют минералы, содержащие химически связанную воду (конституционную, цеолитную), поэтому изменение водородосодержания связано не только с емкостными свойствами пород, но и с содержанием водородосодержащих минералов.

В интервале 6585–6600 м выделена толща флюидоупоров, представленная аргиллизитами. По данным временных замеров кавернометрии в интервале 6600–6656 м выделяется ряд пластов, которые отмечаются наличием глинистой корки, характерной для коллекторов порового типа. По комплексу АК-БК интервалы 6602.0–6605.5 м, 6612.0–6612.5 м, 6626–6628.5 м, 6630.5–6631.5 м, 6636–6638.5 м, 6651.5–6653.5 м характеризуются увеличением трещинной емкости, что свидетельствует о развитии в разрезе как поровых, так порово-трещинных коллекторов. Пласты-коллекторы в интервале характеризуются низкими показаниями ГК (1–1.5 мкР/час) и НГК (1.3–1.6) у.е. Величина сопротивления по БК (10.0–40.0) Ом, величина пористости по АК  $k_n = 7.5–16.0\%$ . Все выделенные в интервале 6600–6656 м пласты-коллекторы по ГИС характеризуются как водонасыщенные или газоводонасыщенные. В процессе бурения в интервале 6620.0–6656.0 м отмечались интенсивные водогазопроявления с изменением плотности бурового раствора.

По результатам изучения керн вулканогенные породы характеризуются сложной структурой порового пространства (поры, трещины, каверны). Тип коллекторов – преимущественно смешанный.

Некоторые из изученных образцов керн, представленных базальтами, являются коллекторами для газа, т.к. по данным ЯМР обладают эффективной емкостью достигающей 10.9%. Из-за больших глубин залегания породы имеют преимущественно тонкопоровое строение, которое обуславливает повышенное содержание остаточной водонасыщенности. Средние радиусы пор в среднем составляют 0.33 мкм, лишь иногда увеличиваясь за счет выщелачивания и трещиноватости до 5 мкм. Аргиллизиты коллекторами не являются и по своим характеристикам соответствуют флюидоупорам.

Перспективность комплекса на газ доказана водогазопроявлениями при бурении. По данным газового каротажа наиболее перспективные зоны зафиксированы в интервале 6600–6650 м (до 8%), где специализированные петрофизические исследования керн методом ЯМР выявили пропластки-коллекторы с эффективной пористостью 1.0–10.9%.

По данным специализированных геохимических исследований содержание ОВ и его битуминозной составляющей, как в базальтах, так и в аргиллизитах, крайне низкие ( $\text{ТОС} \leq 0.05\%$ ,  $S_1 + S_2 \leq 0.130$  мг УВ/г породы), что соответствует обычным концентрациям для эффузивных пород. Относительно повышенные по сравнению с фоном значения остаточного газонасыщения пород отмечаются в интервалах 6630.73–6642.45 м, 6646.6–6658.14 м. Наиболее высокие значения параметра « $S_1 + S_2$ » (до 0.025%) отмечается в нижней части изученного разреза, представленного аргиллизитами.

Результаты комплексной интерпретации материалов ГИС совместно с данными специализированных петрофизических и геохимических исследований керн и его визуализацией в разных спектрах хорошо коррелируют с результатами испытаний. По результатам опробования в интервале 6600–6660 м получен приток газа с водой дебитом 91.2 м<sup>3</sup>/сут.

На основе комплексных геофизических, петрофизических и геохимических исследований построена объемная и флюидная геолого-геофизическая модель разреза Тюменской сверхглубокой скважины в интервале 6598–6657 м. Благодаря комплексированию результатов геофизических, петрофизических и геохимических работ совместно с выполненной визуализацией керн удалось существенно повысить геологическую информативность исследований и получить значительную детализацию вскрытого разреза.

### Литература

Есипко О.А., Горбачев В.И., Соколова Т.Н. Физические свойства пород Тюменской сверхглубокой скважины по данным геофизических исследований // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 6. С. 905–919.

Сиротенко Л.В., Горбачев В.И., Тарханов Г.В., Стомпелев И.Е., Сиротенко О.И. Инновационные методы петрофизического обеспечения при исследованиях разрезов глубоких параметрических скважин // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2014. № 7. С.12–19.

Сиротенко Л.В., Горбачев В.И. Факторы развития коллекторов в нижней части разреза Тюменской сверхглубокой скважины // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 4. С. 491–502.

Тюменская сверхглубокая скважина (интервал 0–7502 м). Результаты бурения и исследования. Пермь: КамНИИКИГС, 1996. 375 с.

## ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УСЛОВНО СРЕДНЕ-ВЕРХНЕРИФЕЙСКОЙ БОНДИХИНСКОЙ СВИТЫ АРГУНСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА

Смирнова Ю.Н.

*Институт геологии и природопользования ДВО РАН, [smirnova@ascnet.ru](mailto:smirnova@ascnet.ru)*

Выяснение возраста и строения фундамента континентальных массивов Центрально-Азиатского складчатого пояса является одной из необходимых условий создания корректной геодинамической модели указанного пояса. По существующим представлениям [Парфенов и др., 2003; Геодинамика..., 2006; Решения..., 1994; Петрук и др., 2009 и др.] в качестве нижнедокембрийского (верхнеархейского) кристаллического фундамента Аргунского супертеррейна рассматриваются метаморфизованные в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации осадочные и вулканические породы, с которыми тесно пространственно ассоциируют породы габбро-перидотитового и гранитового комплексов. Вместе с тем полученные за последние годы геохронологические и изотопно-геохимические данные свидетельствуют о том, что протолиты метаосадочных и метавулканических пород, а также наложенные на них структурно-метаморфические преобразования имеют не раннедокембрийский, а мезозойский возраст [Котов и др., 2009; Сальникова и др., 2012]. В этой связи особый интерес представляют геологические комплексы, в настоящее время условно относимые к верхнему докембрию, поскольку они могут быть одними из наиболее древних в строении Аргунского супертеррейна.

В сообщении приведены первые результаты минералогических и геохимических исследований терригенных отложений условно средне-верхнерифейской бондихинской свиты Шилка-Аргунской зоны. Свита распространена в бассейне нижнего течения р. Шилка и представлена осадочными и вулканогенно-осадочными породами. Предполагается [Петрук и др., 2009], что бондихинская свита согласно перекрыта условно верхнерифейскими породами глубокинской свиты и с размывом залегает на образованиях докембрия.

Среди отобранных нами образцов преобладают песчаники и кварц-полевошпат-слюдистые сланцы. Песчаники серого и буровато-серого цвета мелко-среднезернистые (0.10–0.40 мм), массивные. Обломочный материал представлен полуугловатыми и полуокатанными обломками кварца, кислых плагиоклазов и калиевого полевого шпата. В виде единичных включений наблюдаются карбонаты. Цемент базального типа кремнистого и слюдисто-кремнистого состава. Акцессории: циркон, гранат и рудные минералы. Кварц-полевошпат-слюдистые сланцы темно-серого цвета с лепидогранобластовой структурой и массивной

текстурой. Они представлены чередованием полос, сложенных слюдисто-кремнистым и полевошпат-кварцевым материалом. Среди слюд установлены биотит (иногда хлоритизированный) и мусковит, а среди полевых шпатов – кислые плагиоклазы и микроклин. Акцессорные минералы, как правило, представлены рудными, цирконом и гетитом.

В песчаниках бондихинской свиты содержания кремнезема варьируют от 65 до 78 мас. %, а в сланцах – от 70 до 71 мас. %. Также они отличаются по количеству  $TiO_2$  (от 0.12 до 0.19 мас. % и от 0.57 до 0.65 мас. % соответственно),  $Al_2O_3$  (от 9.46 до 11.36 мас. % и от 12.98 до 14.41 мас. %),  $Fe_2O_3^*$  (от 1.88 до 3.04 мас. % и от 3.99 до 5.02 мас. %),  $MgO$  (от 0.14 до 0.25 мас. % и от 0.76 до 1.14 мас. %). При этом необходимо отметить, что практически во всех изученных образцах  $Na_2O$  (от 3.80 до 4.34 мас. % в песчаниках и от 2.60 до 3.56 мас. % в сланцах) преобладает над  $K_2O$  (от 2.49 до 3.74 мас. % в песчаниках и от 2.47 до 3.35 мас. % в сланцах). Приведенные различия в химическом составе, вероятно, связаны с возрастанием в сланцах доли фемических минералов. В то же время на классификационной диаграмме  $\log(SiO_2/Al_2O_3) - \log(Na_2O/K_2O)$  [Петтиджон и др., 1976], фигуративные точки состава песчаников и сланцев бондихинской свиты образуют компактное облако в поле граувакк.

Наиболее информативными при изучении осадочных последовательностей являются редкоземельные элементы (РЗЭ), так как они менее подвержены вариациям при постседиментационных процессах. Установлено, что терригенные отложения бондихинской свиты характеризуются значительными вариациями суммы лантаноидов (в песчаниках от 248 до 343 г/т, в сланцах от 156 до 175 г/т), слабо фракционированным распределением РЗЭ (в песчаниках  $[La/Yb]_n = 3.4-8.9$ , в сланцах  $[La/Yb]_n = 5.4-9.7$ ), субгоризонтальными спектрами тяжелых лантаноидов (в песчаниках  $[Gd/Yb]_n = 1.3-2.0$ , в сланцах  $[Gd/Yb]_n = 1.7-2.3$ ) и четко проявленной отрицательной европиевой аномалией (в песчаниках  $Eu/Eu^* = 0.14-0.31$ , в сланцах  $Eu/Eu^* = 0.54-0.68$ ). Полученные значения по РЗЭ позволяют предполагать, что в областях сноса существовали магматические породы кислого и среднего состава.

Для реконструкции состава пород на палеоводосборах проведено сравнение соотношений элементов-примесей в терригенных породах бондихинской свиты с «эталоном» (средним химическим составом протерозойских гранитов, позднепротерозойских андезитов, позднепротерозойских базальтов и коматиитов [Condie, 1993]). Пониженные содержания Ni (2–12 г/т), Cr (36–58 г/т), соотношения Ni/Ba (0.01–0.06), Cr/Zr (0.06–0.24) и повышенные значения Ce/Cr (1.10–3.73), Th/Sc (1.00–27.36), La/Sc (2.93–67.40), La/Co (2.58–9.84), Th/Co (0.88–3.19) сближают песчаники и сланцы бондихинской свиты с модельным составом среднего протерозойского гранита и позднепротерозойского андезита.

Таким образом, минералого-геохимические исследования позволили установить, что терригенные отложения условно средне-верхнерифейской бондихинской свиты сформировались при размыве на палеоводосборах пород кислого и среднего состава. Вероятными источниками сноса послужили массивы гранитоидов позднепротерозойского возраста (844–792 млн лет) [Wu et al., 2011], выявленные в юго-восточной части Аргунского супертеррейна. В дальнейшем для уточнения пород питающих провинций планируется проведение Sm-Nd-изотопно-геохимического исследования терригенных отложений бондихинской свиты и U-Pb датирование детритовых цирконов, выделенных из них.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант 16-05-00150).*

## Литература

Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.

Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Беляков Т.В., Анисимова И.В., Яковлева С.З. Мезозойский возраст гранитоидов бекетского комплекса (Гонжинский блок Аргунского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Докл. АН. 2009. Т. 429. № 6. С. 779–783.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бодарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У. Дж., Проконьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогов О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.

Петрук Н.Н., Шилова М.Н., Козлов С.А., Новченко С.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-51 – Сквородино, (M-51) / Под ред. А.С. Вольского, СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009.

Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.

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

Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Джан Б.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ван К.Л., Чан С.Л., Ли Х.Я., Толмачева Е.В. О возрасте гонжинской серии (Аргунский террейн Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты U-Pb и Lu-Hf изотопных исследований детритовых цирконов // Докл. АН. 2012. Т. 444. № 5. С. 519–522.

Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol. 1993. V. 104. P. 1–37.

Wu F.Y., Sun D.Y., Ge W.C., Zhang Y.B., Grant M.L., Wilde S.A., Jahn B.M. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // J. Asian Earth Sci. 2011. V. 41. P. 1–30.

## ПАРАМЕТРЫ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ОТЛОЖЕНИЙ ТРАНСКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РЕК

Советов Ю.К.

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, [sovetovyk@ipgg.sbras.ru](mailto:sovetovyk@ipgg.sbras.ru)  
Новосибирский национальный исследовательский государственный университет*

Обнаружение признаков отложений трансконтинентальной реки (**big, large river**) в разрезах осадочных толщ ставит перед исследователем несколько вопросов: 1) необходимость региональной корреляции и оконтуривания ареала, 2) неизбежность оценки пространства и трансконтинентальной или межконтинентальной корреляции, 3) необходимость доказательной архитектуры и региональных трендов. В силу отрывочности и неполноты данных объект (осадочная система трансконтинентальной реки) и связанные с ним проблемы требуют длительных наблюдений и измерений. Главный гносеологический вопрос – единственность объекта – может остаться без ответа из-за нехватки информации. Современные трансконтинентальные реки, такие как Амазонка, Миссисипи, Конго, Нил, Волга, Дунай, Обь, Енисей, Лена, Ганг, Брахмапутра, Янцзы, Хуанхэ и другие, представляют собой самоочевидные геологические объекты при взгляде из космоса, но становятся проблемными объектами в масштабе наземных измерений и интерпретаций. Понятия трибутивная (притоковая) или дистрибутивная (дельтовая) речные системы для древних объектов могут остаться неопределенными из-за отсутствия прямой информации. Остается без ответа при исследовании отложений древних рек один из главных параметров больших рек – расход воды в единицу времени ( $\text{м}^3/\text{год}$ ) и годовой твердый сток ( $\text{км}^3/\text{год}$ ). Поэтому опорой для отнесения изучаемой древней реки к классу трансконтинентальных служит структура отложений, в широком смысле, которая включает литофациальный и архитектурный анализы.

Первый аспект системы древней большой реки – стратиграфический. Без общей канвы региональных литостратиграфических подразделений выделить отдельную систему невозможно. Анализ литостратиграфических последовательностей венда на юго-западе Сибирской платформы в отдельных разрезах и их седиментологическая интерпретация были основой для выделения различных континентальных и морских систем, в том числе системы большой реки в позднем венде.

Согласно [Miall, 2014] между масштабом региональной и локальной седиментационной структурой существует корреляция, поэтому признаки крупного масштаба реки можно наблюдать в обнажениях [Советов и др., 2015]. Наблюдениями в трехмерном обнажении были изучены песчаные дюны – элементы крупных лопастей, отделенных друг от друга поверхностями размыва, и составляющих, в свою очередь, внутрирусловые песчаные бары. Отличительный признак песчаных лопастей и баров – наклонная слоистость поверхности аваланчей на передовом склоне бара. Серии с наклонной (пологой косою) слоистостью достигают 6 м, бары – 15–20 м, в крупных каналах – 40–60 м. Бары заполняют каналы-русла, достигающих 100 м и более по мощности и суммарная мощность песчаных отложений каналов может превышать 200 м. Одним из важных признаков русловых отложений большой реки служат поверхности реактивации течения на барах, маркированные интракластовыми конгломератами, которые в меандровых реках среднего масштаба находятся только в базальном элементе циклических последовательностей. Сила течения в больших реках проявляется и в боковой части русла – на прирусловых валах. Обилие в песчаниках текстур быстрых и сильных течений с параллельной и антидюновой слоистостью, промоин и деформаций – свидетельства гидродинамического режима большой реки. Отложения поймы этой большой реки слабо распознаются среди песчаных и тонкокластических отложений прирусловых валов и составляют отдельный стратиграфический и седиментологический элемент только в верхней части этой системы. Предполагается, что пойменные отложения, представленные отдельной крупной пачкой тонкокластических отложений, перекрывающих систему русел, образовались при подтоплении аллювиальной равнины на юго-западе Сибирской платформы трансгрессией моря с севера и северо-востока (в современной позиции).

Третий аспект системы древней большой реки – латеральная структура линз-макроформ, представляющих собой чередующиеся в пространстве русла и прирусловые валы. Без крупных обнаженных частей латеральных рядов таких линз вряд ли возможна правдоподобная интерпретация и построение модели системы древней большой реки. Главный методический прием для построения латеральных рядов макроформ – синтез фрагментов в фотопанорамах. Фотопанорамы заверялись отдельными поперечными профилями (разрезами), которые помогали при корреляции и интерпретации линз. Для поздневендской большой реки на юго-западе Сибирской платформы возможность оценить ее масштаб решающими были длинные (более 2 км) непрерывные скальные выходы поперек седиментационной системы с пологим залеганием слоев. Отчетливая морфология русел-каналов дала возможность соединить географический (ландшафтный) и исторический (эволюционный) аспекты модели большой реки.

Четвертый аспект системы древней большой реки – региональное распространение и границы. Стратиграфическая корреляция оконтуривает объект, в целом, измерения направлений палеотранспорта дали возможность оценить региональный тренд и отклонения, сделать заключение о единстве системы. Установлено общее направление измерений течений на Сибирский кратон с отклонениями, свойственными направлениям протоков между мигрирующими чередующимися и внутрирусловыми барами, определяют тип системы крупной сплетенной реки. Ширина речной системы (долины) измеряется первыми десятками километров и, при ширине прирусловых валов в сотни метров, эта река на отдельных участках может быть названа также сетчатой рекой.

Главный аспект системы древней большой реки – пространственный. Современные трансконтинентальные реки имеют длину от истоков до устья от первых до 6 тысяч километров. Для деятельности речной сети трансконтинентального масштаба требуется континент, и, следовательно, как аргумент, палеогеографическая реконструкция на время речной седиментации. Методами такой реконструкции выступают: прямая корреляция одновозрастных осадочных систем на древних материках, корреляция векторов переноса кластического материала в одновозрастных аллювиальных системах, корреляция состава кластического материала и популяций детритовых цирконов на разных континентах.

Для поздневендской осадочной системы большой реки на юго-западе Сибирской платформы не могли быть источниками материала ни один из террейнов к западу от Главного Саянского разлома, отделяющего Сибирский кратон от Алтае-Саянской складчатой области. Нет пространства для продолжения большой реки, на платформу не поступала кластики островных дуг, офиолитов, карбонатных массивов. Вся кластика в поздневендской реке представлена высоkozрелым литокластито-кварцевым материалом и содержит детритовые цирконы типичных для ассоциации пород Гудзонского и Гренвильского складчатых поясов Лаврентии, а также Центрально-Африканского орогена ранней стадии формирования суперконтинента Паннотия.

#### Литература

Советов Ю.К., Казак А.К., Соловецкая Л.В. Поздневендская гигантская речная система песчано-илового типа на юго-западе Сибирской платформы: условия континентального осадконакопления во влажном климате без растительности // Эволюция осадочных процессов в истории Земли. Т. I. М.: Изд-во РГУ нефти и газа, 2015. С. 156–160.

Miall A.D. Fluvial Depositional Systems. Springer International Publishing. 2014. 316 p.

### ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЗМА В ВЕРХНЕВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВОСТОЧНОЙ И ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИН ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Сокур Т.М.

*Институт геологических наук НАН Украины, Sokur.1966@mail.ru*

Основной задачей региональной исторической геодинамики является объемная реконструкция картины распределения и эволюции вещественных комплексов и сил, существовавших и действовавших в земной коре и верхней мантии в прошедшие геологические эпохи. Сопоставление тектонических реконструкций для ряда последовательных временных срезов позволяет переходить от анализа статичной геодинамической картины к геокинематике. Разработка обозначенной проблемы имеет существенное значение для понимания общей истории развития Восточно-Европейской платформы, в частности ее окраин. Это связано с тем, что на рубеже раннего и позднего венда произошла крупная структурная перестройка.

Поздний докембрий представляет собой один из интереснейших этапов геологической истории Земли. С этим периодом связаны события, которые кардинально изменили ход истории. На границе раннего и позднего венда произошла перестройка структурного плана и перераспределение областей осадконакопления. В юго-западной части Восточно-Европейской платформы в результате расширения областей погружения Вольно-Подольской плиты образовывается новая тектоническая структура – Днестровский перикратонный прогиб.

Днестровский перикратон представляет собой юго-восточное звено более протяженной Балтийско-Приднестровской системы перикратонных опусканий, появление которой связывается с раскрытием и активным развитием смежной мобильной области в венде – раннем палеозое [Чебаненко и др., 1990]. Перикратон является структурой познебайкальского (начальная стадия) и каледонского этапов развития западной окраины Восточно-Европейской платформы. Познебайкальская эпоха знаменует переход территории на качественно новый (плитный) этап развития. Начало этой эпохи проявилось в структурной перестройке связанной с закладыванием вдоль юго-западного края Восточно-Европейской платформы Галицийской геосинклинальной системы. Днестровский перикратон по типу осадочного бассейна относится к предгорному прогибу, по типу осадочных ассоциаций к нескладчатой молассе [Беккер, 1988].

Подобные перестройки структурного плана в венде произошли по всему периметру Восточно-Европейской платформы. В предлагаемом сообщении предпринята попытка соотнести масштабы вулканической составляющей в процессе накопления верхневендских последовательностей в молассовых структурах восточной ((западный склон Среднего (Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий, сылвицкая серия) и Южного Урала (Башкирский мегантиклинорий, ашинская серия)) и юго-западной окраин Восточно-Европейской платформы (Днестровский перикратон). Будут рассмотрены несколько параметров характеризующие как туфогенный материал, так и содержащие его тонкозернистые обломочные породы. Детальную информацию о литохимических особенностях псаммитов и тонкозернистых пород, а также результаты реконструкции палеотектонического режима рассматриваемых территорий подробно изложены в [Маслов и др., 2013б, 2015].

Информация о вулканических туфах в отложениях сылвицкой серии верхнего венда Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория (Средний Урал) представлена в [Маслов и др., 2006]. Туфогенные отложения приурочены к нижней тонкозернистой половине верхневендской осадочной последовательности. Туфогенные горизонты играют роль маркирующих.

Терригенно-вулканогенная пачка, которая также играет роль маркирующего горизонта по которому коррелируются разрезы верхневендских отложений юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы, обособлена как бронницкие слои в ярышевской свите могилев-подольской серии (средняя часть редкинского горизонта). Бронницкие слои сложены однородной толщей бурых, ярко-бурых, красных, светло-зеленых, белых, очень плотных, массивных с раковистым изломом туфогенных аргиллитов. В единичных разрезах наблюдаются прослои до 5 см, содержащие округлые и угловатые псефитовые и псаммитовые обломки до 1.5 см аргиллитов, часто с глауконитом. Такие обломки имеют ярко-зеленую окраску и резко отличается от вмещающего бурого матрикса. Вне зависимости от окраски аргиллиты имеют дисперсную тонкочешуйчатую структуру и сложены кремнисто-гидро-слюдистым материалом с примесью хлорита, со значительным объемом рентгеноаморфной фазы. В бурых аргиллитах в значительном количестве присутствует гематит. Постоянно наблюдается кварц и полевои шпат как алевритовая или редкая псаммитовая примесь, обломки бесцветного или буроватого вулканического стекла, единичные лейсты зеленого биотита и гидробиотита, единичные правильной ромбоэдрической формы кристаллы кальцита, удлиненные листоватые или сферические образования, величиной не более 0.16 мм. В отдельных прослоях в аргиллитах наблюдаются скопление темного слабо раскристаллизованного вещества без резких очертаний линзовидной, серповидной, древовидной формы, изогнутые, которые представляют собой, вероятно, реликты псаммитового пеплового материала, величиной 0.18–0.24 мм до 1.17 мм. Состав таких скоплений гидрослюдисто-гематитовый и кремнистый; при этом в породе наблюдаются также отдельные глобулы кремнезема, величиной до 0.015 мм. Мощность бронницких слоев в среднем в полных разрезах изменяется незначительно – 9–12 м, при этом слой красных туфов от 5–6 см легко фиксируются на Вольни, а на севере Одесской области составляет почти 20 м.

Для восстановления химического состава исходного вулканогенного материала в аргиллитах верхнего венда юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы была применена TAS-Диаграмма (Total Alkali-Silika diagram) построенная в координатах  $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  [Le Maitre et al, 2002]. Фигуративные точки могилев-подольской серии, которые отвечают аргиллитам лозовских слоев (перечень слоев верхнего венда подается снизу вверх) группируются в полях отвечающие породам основного и среднего состава (базальт, трахибазальт, базальтовый трахиандезит, трахиандезит), ямпольских слоев располагаются в полях ультраосновного и основного состава (пикритобазальт, базальт), лядовских слоев – основного и среднего состава (базальт, трахибазальт, базальтовый трахиандезит, трахиандезит, андезит). В бернашевских слоях исходная пирокластическая имела средний состав (базальтовый андезит, базальтовый трахиандезит, трахиандезит). В бронницких слоях рядом с эффузивными породами среднего состава преобладающей становится пирокластическая кис-

лого состава (дацит и риолит). В зиньковское время фиксируется вулканогенный материал основного и среднего состава (базальт, базальтовый андезит и андезит) Джуржевские слои – среднего и кислого состава (базальтовый андезит, андезит, дацит). Аргиллиты калюсских слоев – среднего состава (базальтовый андезит, андезит). Для аргиллитов каниловской серии, залегающей на могилев-подольской, характерно группирование фигуративных точек в полях отвечающие породам среднего и кислого состава (андезита и дацита) [Сокур, 2012].

По результатам микроскопического изучения и литохимического анализа в составе туфов среди отложений старопечнинской и чернокаменской свит сыльвицкой серии верхнего венда Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория доминируют обломки вулканических пород имеющие основной и средний состав (базальтов или андезито-базальтов) [Маслов и др., 2006]. Однако и не исключается наличие и кислых эффузивов: «...В основании описываемого туфового прослоя присутствуют и редкие обломки чуждых пород – метасоматических микрокварцитов или основной массы кислых эффузивов (?)...» [Маслов и др., 2006]. В отложениях басинской свиты ашинской серии, среди обломков пород в псаммитях доминируют эффузивы (вариолиты, диабазовые, плагиоклазовые и трахитовые порфириды). Песчаники куккараукской свиты содержат основные эффузивы [Маслов, 2014].

По своему химическому составу глинистые сланцы и аргиллиты из различных свит ашинской серии имеют сходный состав. На диаграмме НКМ–ФМ [Юдович, Кетрис, 2000] фигуративные точки составов глинистых пород бакеевской, басинской и зиганской свит сосредоточены преимущественно в IV (глинистые породы преимущественно хлорит-гидрослюдистого состава) и V (хлорит-смектит-гидрослюдистые глинистые породы) [Маслов, 2014]. Тонкозернистые обломочные породы сыльвицкой серии в основном сосредоточены в поле V [Маслов и др., 2013а].

Анализ химического состава аргиллитов Днестровского перикратона с использованием диаграммы НКМ–ФМ [Юдович, Кетрис, 2000] выявил, что в поля с преобладанием монтмориллонита с примесью каолинита и в подчиненном количестве гидрослюды (II) попадают точки отвечающие аргиллитам ямпольских, зиньковских, джуржевских, калюсских слоев, а так же в подчиненном количестве пилиповских и староушицких слое каниловской серии. В поле с преобладанием хлорита и примесью железистых гидрослюд (III) фиксируются точки соответствующие ломозовским, ямпольским, лядовским и зиньковским слоям. Полю хлорит-гидрослюдистого состава (IV) соответствуют точки отвечающие аргиллитам ломозовских, лядовских и бронницких слоев. В поле хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистого состава (V) попадают все точки характеризующие аргиллиты всех слоев могилев-подольской серии (за исключением ямпольских и калюсских слоев) и всех слоев каниловской серии (котлинский горизонт).

Еще один метод позволяющий предположить существенную роль в источниках сноса магматических пород того или иного состава является отношения  $La_N/Yb_N$ . Согласно [Wronkiewicz et al., 1990] значения отношений  $La_N/Yb_N < 4$  позволяют предположить существенную роль в источниках сноса пород основного состава, тогда как при величине  $La_N/Yb_N > 8$  можно сделать вывод о преобладании в областях питания кислых магматических образований. Анализ спектров редкоземельных элементов в пепловых туфах сыльвицкой серии Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория характеризуются низкими значениями отношения  $La_N/Yb_N$  (3.73–6.68) [Маслов и др., 2006]. Анализ глинистых сланцев ашинской серии Башкирского мегантиклинория, характерны средние значения отношений  $(La/Yb)_{RPS}$  и для бакеевской свиты составляет 1.41, басинскому уровню – 0.83, зиганскому уровню – 0.80. По данным [Фелицын и др., 1989], отношения редкоземельных элементов  $La_N/Yb_N$  в туфогенных аргиллитах бронницких и джуржевских слоях Днестровского перикратона составляют в среднем  $10.0 \pm 0.1$ , что соответствует информации изложенной ранее.

Представленная информация пока не дает возможности сделать однозначные выводы. Существует ряд вопросов, которые остаются либо нерешенными, либо спорными, однако могут стать предметом дальнейших исследований. Литературные данные свидетельствуют о наличии туфовых слоев в верхневендских отложениях Верхнекамской и Мезенской впа-



динын, а также и в других верхнедокембрийских отложениях смежных окраин Восточно-Европейской платформы.

### Литература

- Беккер Ю.Р. Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Ронкин Ю.Л., Мизенс Г.А., Матуков Д.И., Крупенин М.Т., Петров Г.А., Корнилова А.Ю., Лепихина О.П., Попова О.Ю. Пепловые туфы в отложениях сыльвицкой серии верхнего венда (Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий, Средний Урал) // Литосфера. 2006. № 3. С. 45–70.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гражданкин Д.В., Федоров Ю.Н., Гареев Э.З. Некоторые литогеохимические особенности тонкозернистых обломочных пород складчатой и нескладчатой (западная мегазона Южного и Северного Урала, восток и северо-восток Русской платформы) // Литосфера. 2013а. № 1. С. 17–35.
- Маслов А.В., Мизенс Г.А., Подковыров В.Н., Гареев Э.З., Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н., Сокур Т.М. Синорогенные псаммиты: основные черты литохимии // Литология и полез. ископаемые. 2013б. № 1. С. 70–96.
- Маслов А.В. Литохимический облик отложений ашинской серии венда западного склона Южного Урала // Литосфера. 2014. № 1. С. 13–32.
- Маслов А.В., Мизенс Г.А., Подковыров В.Н., Ножкин А.Д., Сокур Т.М., Малиновский А.И., Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н., Гареев Э.З., Дмитриева Н.В., Крупенин М.Т., Летникова Е.Ф. Синорогенные глинистые породы: особенности валового химического состава и палеотектоника // Геохимия. 2015. № 6. С. 512–538.
- Сокур Т.М. Петрохимическая диагностика вулканогенных пород верхнего протерозоя юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы // 36. науч. труд. ИГН НАН Украины. Вип. 5. 2012. С. 91–95.
- Фелицын С.Б., Сочава А.В., Ваганов П.А., Мейер В.А. Иридиевая аномалия на рубеже вымирания эдиакарской фауны // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308. № 5. С. 1200–1203.
- Чебаненко И.И., Вишняков И.Б., Власов Б.И. и др. Геотектоника Вольно-Подоллии. Киев: Наук. думка, 1990. 244 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000, 479 с.
- Le Maitre R.W. (editor), Streckeisen A., Zanettin B. et al. Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee of the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press. 2002. 236 pp.
- Wronkiewicz D.J., Condie K.C. Geochemistry and mineralogy of sediments from the Ventersdorp and Transvaal Supergroups, South Africa: Craton evolution during the Early Proterozoic // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. P. 343–354.

## ЗНАЧЕНИЕ ПАЛЕОПОЧВЕННЫХ И ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЛЯ СТРАТИФИКАЦИИ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАССЕЙНА РЕКИ ЧИРЧИК

Стельмах А.Г.

Национальный университет Узбекистана, [stelmakhag@rambler.ru](mailto:stelmakhag@rambler.ru)

Бассейн р. Чирчик расположен на юго-западном погружении Каржантау-Чаткальских гор. Его границы проходят по замкнутой линии Дарбаза–Чарвак–Сукок–Янгиюль–Сырдарья. Современные черты строения орогенной области были созданы новейшими и современными тектоническими движениями, осложнившими предшествующие довольно сложные домезозойские и палеозойские структуры [Абдуллаев, Зарифбаев, 1980]. Террасовидные поверхности, на которых залегают плейстоцен-голоценовые отложения указывают

на эпейрогенические движения четвертичного периода. В районе исследования наиболее молодые террасовидные поверхности имеют равнинный рельеф, более старые – волнистый; верхние древние террасы совершенно размыты и представляют собой предгорные гряды со срезанными, часто довольно круто наклонными вершинами, сохранившими кое-где пятна галечников и лессов, указывающих на аллювиальное и пролювиально-делювиальное происхождение этих поверхностей. Кроме цикловых террас, обязанных своим происхождением деятельности мощных речных потоков, остатком которых являются р. Чирчик и ее притоки, и мощным эпейрогеническим поднятиям крупных массивов в пределах предгорий и гор можно наметить более молодые террасы, связанные своим происхождением с местными передвижениями небольших площадей и деятельностью более мелких потоков, стекавших с гор.

Голоценовые мелкоземистые отложения наиболее широко распространены в предгорной равнине и на речных голоценовых террасах р. Чирчик. Отложения этих террас часто слоистые, различны по литологии, содержат глинистые и гипсовые прослойки, носят следы гидроморфизма, выразившегося в образовании ржавых и бурых пятен, переслаивающихся бурых, розоватых, темноокрашенных слоев. Общая мощность мелкоземистых отложений 2–5 м, часто они залегают на песчано-галечниковом основании. На отложениях голоценовых террас сформировано несколько горизонтов палеопочв со слабо выраженными генетическими горизонтами. Палеопочвы среднесуглинистого механического состава с частыми включениями легких суглинков и песка. Почвенная структура почти не выражена, цвет палево-серый со следами гидроморфизма. На более высоких террасах равнин часто прослеживаются два горизонта палеопочв. В низкогорных и среднегорных пространствах палеопочвы голоцена наиболее четко выражены на низких террасах речных долин, на склонах и приводораздельных частях они сохранились фрагментарно в зависимости от условий осадконакопления.

Описание опорных разрезов проводилось сверху вниз. Сначала описывались современные и голоценовые почвы (0–10–15 тыс. лет), затем последовательно описывались погребенные почвы верхнего плейстоцена, одновременно производился отбор образцов из наиболее четко выраженных горизонтов почв и суглинков (наносов). На опорных разрезах отбирались пробы (отдельно отбирались конкреции), а также непосредственно в поле делались фотографии и зарисовка обнажений.

Для сопоставления разновозрастных ископаемых почв выбраны следующие обозначения: А – современная почва; В – среднеголоценовая ископаемая почва; С – верхнеплейстоценовая и т.д. Малыми буквами: а – лесс, подстилающий почву А; в – лесс, подстилающий почву В и т.д. [Абдуназаров и др., 2012].

Лессово-почвенный комплекс голоцена обозначенный как “Вв” является самым верхним в вертикальном разрезе лессовых толщ, часто располагаясь непосредственно под современной почвой обозначенной буквой “А”. Между ними присутствует 5–10 см слой “шоха”, который представляет собой горизонтально-слоистую палево-серую породу с охристыми пятнами. Палеопочва представляет собой тяжелый суглинок ореховато-порошистой структуры, цвет серовато-коричневый во влажном и палево-серый в сухом состоянии. Плотный при шлифовке стенки шурфа, ножом вырисовывается паутинообразный рисунок светло-серых карбонатов вокруг структурных комочков. Структурные “орехи” представляют собой зоогенные образования длиной 1–3 см, диаметром до 1.5 см, средней прочности, легко раздавливаются рукой. Палеопочва пористая, на площади в 1 см<sup>2</sup> насчитывается до 50 и более мелких пор. Мощность почвы “В” колеблется от 0.3 до 2 м. Содержание карбонатов (СО<sub>2</sub>) до 20%, общего гумуса 0.3%, ила 10–15%. Переход в нижележащий слой обычно постепенный.

Палеопочва “В” подстилается лессовидным суглинком “b” и представляет собой средний и легкий суглинок коричневатого цвета во влажном и палево-серого цвета в сухом состоянии. В сухом состоянии плотный, комковато-порошистый. Характерно присутствие карбонатных конкреций “журавчиков”. В суглинке много пор, также каналов диаметром до 2 мм. Внутренние стенки пор инкрустированы мелкозернистым кальцитом. Содержание

CO<sub>2</sub> 12–15%, общего гумуса 0.4%, ила 10–16%. Переход в нижележащий слой обычно заметный, мощность слоя от 2 до 4 м.

Палеопочва “В” в предгорной равнине серовато-бурая с голубовато-сизыми, охристыми пятнами, представлена тяжелым и средним суглинками комковато-ореховатой структуры, мощностью до 1–2 м. Содержание карбонатов (CO<sub>2</sub>) до 6–8%, общего гумуса 1%, ила 16–18%. Здесь палеопочва “В” состоит из двух, трех горизонтов, разделенных между собой лессовидными суглинками, их можно отметить как палеопочвы “В<sub>1</sub>” и “В<sub>2</sub>”, а лессовидный суглинок “b<sub>1</sub>” и “b<sub>2</sub>” и т.д. Такое строение отложений связано, по-видимому, с особенностями осадконакопления и почвообразования речных террас предгорий, с частой сменой этого процесса. Лессовидные суглинки “b<sub>1</sub>” и “b<sub>2</sub>” в предгорной зоне несут следы гидроморфизма, имеют цвет палевый с охристыми пятнами, средне и легкосуглинистые, плотные, видны соли и часто следы корневой системы растений. При этом в основном палеопочвы “В<sub>1</sub>”, “В<sub>2</sub>” голоцена приурочены к пониженным участкам слабохолмистых равнин предгорной зоны и к низам надпойменных террас р. Чирчик.

Почвенно-лессовый комплекс голоцена венчается современной почвой, представленная разными типами коричневых и сероземных почв. Все современные почвы, обозначенные буквой “А”, характеризуются среднесуглинистым до тяжелого механическим составом и комковато-ореховатой структурой. Морфологические признаки соответствуют общепризнанным признакам современных почв.

Современная почва подстилается лессовидным суглинком “а” светло-бурого до палевого цветом, легким до среднего механическим составом. Часто в горах лессовидный суглинок “а” в результате смыва замещен погребенной почвой “В”. Между современной почвой и палеопочвой “В” имеется четкая линия размыва и маломощный (до 5–10%) горизонтально-слоистый шохообразный слой.

Необходимо отметить, что вследствие сокращенной мощности почвенных горизонтов, а также редукции отдельных лессовых горизонтов в направлении к платформенной области Узбекистана затруднено использование для сопоставления разновозрастных отложений критерия «сходства почвенных горизонтов». Помимо неполноты разрезов, они обусловлены также локальным характером распространения почвенных горизонтов и зависимостью их распространения от палеогеоморфологических условий расположения разрезов.

С целью корреляционных сопоставлений использован также палеомагнитный метод, основанный на выявлении изменений естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости. Установлено, что общая направленность изменения геомагнитного поля и последовательность изменения магнитных параметров едины.

На основе опорных разрезов бассейна р. Чирчик были проведены палеомагнитные исследования голоценовых отложений. Детальные палеомагнитные исследования опорных разрезов позволили составить палеомагнитную схему расчленения и корреляции голоценовых отложений, определить в сводном магнитостратиграфическом разрезе стратиграфические уровни кратковременных геомагнитных событий голоцена и разработать корреляционную стратиграфическую схему голоцена для бассейна р. Чирчик.

Корреляционная схема голоценовых отложений бассейна р. Чирчик скорелирована с Международной стратиграфической шкалой, геомагнитной шкалой полярности и схемами подразделений голоцена других регионов – биостратиграфическая схема Маева для Аральского моря, климатохронологическая схема Нейштадта для центральной части России и климатохронологическая схема Блитта-Сернандера для северо-западной части Европы.

Исходя из палеомагнитных данных и учитывая положения стратиграфического кодекса Узбекистана, голоценовые отложения бассейна р. Чирчик выделены в сырдарьинскую серию (Q<sub>н</sub>sr), которая подразделена на нижнесырдарьинскую (Q<sub>н</sub>sr<sub>1</sub>) и верхнесырдарьинскую (Q<sub>н</sub>sr<sub>2</sub>) толщи, граница между толщами проведена на уровне 5000 лет назад [Стельмах, 2010].

Нижнесырдарьинская толща (Q<sub>н</sub>sr<sub>1</sub>). В бассейне р. Чирчик к этой толще относятся отложения, слагающие вторую надпойменную террасу. В литологическом отношении от-

ложения данной толщи состоят в основном из аллювиальных суглинков, подстилающихся галечником, песком и супесью. В предгорьях им соответствуют склоновые делювиальные и пролювиальные отложения, в горах – моренные отложения раннего голоцена и на равнине раннеголоценовые озерно-солончаковые отложения. Мощность отложений этой толщи на исследуемой территории не превышает десяти метров. В этой толще установлены два кратковременных геомагнитных события голоцена – экскурс и эпизод, которые прослежены в изученных разрезах Келес, Карасу, Аксаката и Хумсан. Нижняя граница голоцена проведена условно в 13 000 лет.

Верхнесырдарьинская толща ( $Q_{11st_2}$ ). В бассейне р. Чирчик к этой толще относятся отложения, слагающие первую надпойменную террасу, пойму, а также конусы выносов. Литологически отложения рассматриваемой толщи представлены в основном галечником, дресвой, песком, супесью и в ограниченном объеме суглинками. Мощность толщи не превышает нескольких метров. В предгорьях отложениям данной толщи соответствуют незначительно развитые пролювиально-делювиальные образования, а на равнине им коррелятивны голоценовые отложения рек Сырдарья и Амударья. В палеомагнитном отношении породы данной толщи намагничены прямо, но в пределах прямо намагниченной зоны зафиксирован один кратковременный эпизод голоцена, его возраст определен в 1600 лет.

В заключении отметим: 1) в течение голоцена климат и ландшафты бассейна реки Чирчик, судя по литологическим изменениям поверхностных отложений, были сравнительно однообразными. В литологическом отношении голоцен дал карбонатные, местами засоленные, пылеватые наносы, которые повсеместно кажутся одинаковыми. Тем не менее, можно выделить хорошо развитые погребенные почвы как в лессах предгорий (почва “В”), так и в предгорных равнинах. Эти характерные морфотипические признаки палеопочв голоцена можно использовать для расчленения лессово-почвенной последовательности; 2) в интервале голоценового времени отмечаются три кратковременных отклонения геомагнитного поля. Два из них представлены кратковременными обратными эпизодами, а один – полярным экскурсом; 3) палеопочвенные и палеомагнитные характеристики могут служить региональными реперами стратификации голоценовых отложений Чирчикского бассейна.

### Литература

*Абдуллаев Х.А., Зарифбаев Х.З.* Палеомагнетизм кайнозойских моласс Чирчикской депрессии. Ташкент: Фан, 1980. 115 с.

*Абдуназаров У.К., Тойчиев Х.А., Стельмах А.Г.* Палеопочвенные горизонты лессовых отложений четвертичного периода. Ташкент: НУУз, 2012. 100 с.

*Стельмах А.Г.* Магнитостратиграфия голоценовых отложений бассейна реки Чирчик. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Ташкент, 2010. 26 с.

## ИЗМЕНЕНИЯ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА ГРАНИЦЕ ТУРНЕЙСКОГО И ВИЗЕЙСКОГО ЯРУСОВ НИЖНЕГО КАРБОНА В ПРЕДЕЛАХ ИЗОЛИРОВАННОЙ КАРБОНАТНОЙ ПЛАТФОРМЫ НА ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ ЮЖНОГО УРАЛА

**Степанова Т.И.**

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, [Stepanova@igg.uran.ru](mailto:Stepanova@igg.uran.ru)*

В южной части Магнитогорской мегазоны восточного склона Южного Урала в поздне-турнейском–ранневизейском возрастном диапазоне наиболее широким распространением пользуются вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, выделенные в березовскую свиту. Возраст свиты определяется благодаря наличию маломощных фаунистически

охарактеризованных прослоев карбонатов. Кроме того, среди вулканитов прослеживаются крупные тела карбонатных пород, представляющие собой, по-видимому, фрагменты изолированной карбонатной платформы (или нескольких платформ) [Мизенс и др., 2014]. Наиболее крупное образование известно в бассейне верхнего течения р. Урал и по ее притокам (Нижняя и Средняя Гусихи, Бурля, Ташла), вскрывающим многочисленные разрезы известняков нижней части визейского яруса [Постоялко и др., 1990; Кулагина, Гибшман, 2005; Кулагина, 2011; Степанова и др., 2009].

Аналогичные карбонатные образования прослеживаются по берегам р. Кипчак и ее притоку Соленой речке. Этот разрез является одним из немногих на Урале объектов, где в карбонатных фациях фиксируется граница турнейского и визейского ярусов нижнего отдела каменноугольной системы. Известняки пограничного интервала содержат представительный комплекс микрофауны, что позволяет установить следующую региональную фораминиферовую последовательность: зоны *Eoforschia moelleri* – *Dainella chomatica* и *Eoparastaffella rotunda* косьвинского горизонта турнейского яруса и зона *Eoparastaffella simplex*–*Eogloboendothyra ukrainica* обручевского горизонта визейского яруса [Степанова, 2016, в печати].

Отложения зоны *Eoforschia moelleri*–*Dainella chomatica* косьвинского горизонта представлены известняками средне-толстослоистыми с мощностями слоев 0.4–0.8 м с относительно ровными поверхностями напластования. Известняки серые и светло-серые мелко- и тонкозернистые с линзовидными прослоями зернистых органогенных разностей. Видимые органические остатки немногочисленны – это мелкие членики стеблей криноидей, реже кораллы *Rugosa* и срезы раковин брахиопод.

Известняки нижней части интервала сложены биокластовыми пелоидными пакстоунами и грейн-пакстоунами. Биокласты представлены криноидеями и водорослями, среди последних преобладают зеленые водоросли *Issinella devonica* Reitl. и *I. grandis* Tchuv. (порядок дазикладациевые), изредка отмечаются представители семейства *Palaeoberesellaceae* (порядок сифонокладациевые) и сине-зеленые водоросли семейства *Girvanellaceae*. Эпизодически встречаются сечения и фрагменты раковин брахиопод, гастропод, остракод. Пелоиды алевритовой размерности (микросгустки) имеют, по-видимому, бактериально-водорослевое происхождение, более крупные (мелкопесчаной размерности) являются комками грануляции или, реже, комками заполнения. В породе часто присутствуют некрупные (песчаной размерности) интракласты вакстоунов или пакстоунов, в различной степени перекристаллизованных с неясными контурами. Кроме того, наблюдаются интракласты крупнопесчаной и мелкогравийной размерности угловато-окатанные и окатанные, представленные мадстоунами и мелкобиокластовыми вакстоунами.

Выше по разрезу преобладают пелоидные грейнстоуны со спаритовым цементом, сложенные комками однородного гранулометрического состава (мелко-среднепесчаная размерность). Органические остатки, представленные в основном криноидеями и зелеными водорослями, иногда микритизированными.

Непосредственно стратиграфически выше прослеживаются известняки, включающие комплекс фораминифер зоны *Eoparastaffella rotunda* косьвинского горизонта турнейского яруса. Известняки толстослоистые серые тонко- и мелкозернистые с **небольшим количеством** мелких члеников криноидей. В шлифах – это биокластовые пакстоуны с тем же набором организмов; в отдельных шлифах многочисленны сечения кораллов *Tabulata*. В небольших количествах присутствуют пелоиды, преимущественно, мелкопесчаной размерности, отмечаются редкие интракласты перекристаллизованных известняков. Значительно развита микритизация биокластов. Часто наблюдается окремнение в виде идиоморфных кристаллов кварца, рассеянных по всей массе породы или образующих скопления. В целом, отложения верхов турнейского яруса содержат богатый и разнообразный комплекс фораминифер.

В тех же скальных выходах серые мелкозернистые известняки через плоскость напластования сменяются известняками темно-серыми битуминозными тонкозернистыми до афанитовых, участками комковатыми, отвечающими зоне *Eoparastaffella simplex*–*Eoglo-*

*boendothyrа ukrainica* обручевского горизонта визейского яруса. Органические остатки – некрупные членики криноидей, одиночные *Rugosa*, раковины мелких брахиопод – встречаются крайне редко.

В шлифах известняки представлены тонкобиокластовыми вакстоунами, реже мелко-, тонкобиокластовыми вак-пакстоунами, в составе которых преобладают неопределимые биокласты алевритовой и шламовой размерности, реже наблюдаются более крупные фрагменты водорослей *Girvanellaceae* и *Palaeoberesellaceae*, тонкостенных раковин брахиопод и остракод, спикулы губок, единичны биокласты криноидей. В небольшом количестве присутствуют пелоиды алевритовой и мелкопесчаной размерности. В отдельных прослоях встречаются пелоидные пакстоуны, сложенные, преимущественно, пелоидами алевритовой и мелкопесчаной размерности с редкими интракластами мадстоунов и вакстоунов.

Ассоциация микрофауны резко отличается от таковой из подстилающих отложений, основу ее составляют многочисленные и разнообразные в родовом и видовом отношении однокамерные фораминиферы надотряда *Parathuramminoida*, тогда как более высокоорганизованные многокамерные представители надотряда *Endothyroida* встречаются значительно реже. Особенности фораминиферового сообщества связаны с экологическими условиями, неблагоприятными для развития большинства стенофациальных раннекаменноугольных таксонов, когда образовавшаяся ниша заполняется более примитивными организмами, не имеющими конкурентов.

Таким образом, на границе турнейского и визейского ярусов в разрезе «Кипчак» фиксируется существенное изменение фациальных обстановок. Отложения косьвинского горизонта верхней части турнейского яруса образовались в наиболее мелководной краевой части карбонатной платформы с достаточно высокой волновой активностью [Кузнецов, 2002]. Эти фации благоприятны для существования большинства стенобионтных родов и видов фораминифер и других организмов. Афанитовые и тонкозернистые битуминозные известняки низов визейского яруса представляют собой образования впадин центральной части платформы с частично затрудненным газо- и водообменом. Специфика микрофаций обуславливала особенности состава микрофаунистических ассоциаций.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 15-05-06393) и Программы фундаментальных исследований УрО РАН (проект 15-18-5-36).*

### Литература

- Кузнецов В.Г. О некоторых терминах карбонатной седиментологии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77. Вып. 3. С. 41–47.
- Кулагина Е.И., Гибишман Н.Б. Общая зональная шкала нижнего карбона России по фораминиферам // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2005. Т. 80. Вып. 2. С. 33–59.
- Кулагина Е.И. Фораминиферовая последовательность в нижневизейских отложениях разреза Верхняя Кардаилловка на Южном Урале // Геологический сборник № 9. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2011. С. 54–62.
- 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 // Виртуальные и реальные литологические модели. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. С. 127–129.
- Постоялко М.В., Степанова Г.А., Черепанова Н.А. Нижневизейские отложения Магнитогорского синклиория (разрез «Нижняя Гусиха») // Новые данные по геологии Урала, Западной Сибири и Казахстана. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР 1990. С. 95–107.
- Степанова Т.И., Мизенс Г.А., Кучева Н.А. Палеонтологическая характеристика нижневизейских отложений в разрезе «Ташла» (Южный Урал) // Ежегодник-2008. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. С. 44–49.
- Степанова Т.И. Биостратиграфия пограничных отложений турнейского и визейского ярусов по фораминиферам в разрезе «Кипчак» на восточном склоне Южного Урала // Литосфера. 2016. (В печати).

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННОГО ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В МАЛЫХ ОЗЕРАХ РАЗЛИЧНЫХ ЛАНДШАФТНЫХ ЗОН СИБИРИ (ЛЕСОТУНДРОВАЯ, ТАЕЖНАЯ ИЛИ ЛЕСОБОЛОТНАЯ, ЛЕСОСТЕПНАЯ, СТЕПНАЯ)

Страховенко В.Д.

Институт геологии и минералогии СО РАН, [strahova@igm.nsc.ru](mailto:strahova@igm.nsc.ru)

В озерных системах в формирование донного осадка принимает участие не только растворенные формы вещества, поступающие с водными, снежными потоками и рассеянное взвешенное вещество, поступающие в твердом и коллоидном виде с площадей водосбора, но и новообразованное вещество, образующиеся в процессе фотосинтеза и дальнейшего преобразования его под воздействием микроорганизмов [Лисицын, 2013]. Таким образом, в донном осадке собирается информация о среде и климате, геохимическом поле, направлении перемещения вещества и его источниках и др. Так же, как и в океанах и морях, в озерах на фоне накопления терригенного материала происходит образование карбонатных и кремнистых биоминералов и органического вещества. Интенсивность фотосинтеза – подготовки пищевой базы для развития организмов, имеющих карбонатные или кремнистые панцири, определяется первичной продукцией. Мощность слоя фотосинтеза зависит от прозрачности воды и от высоты стояния Солнца, то есть от климатических и ландшафтных условий. Кроме зональных факторов геохимические и минералогические различия донных отложений озер определяются также и азональными факторами. Цель данной работы – выяснить главные геохимические особенности современного осадкообразования в малых озерах различных ландшафтных зон Сибири (тундровой, таежной, лесостепной, степной).

Объектами исследования послужили 117 малых континентальных озера, расположенные в разных ландшафтных зонах Сибири: лесотундровой, лесоболотной, лесостепной, степной, а также в горных условиях. Основными компонентами озерных экосистем являются вода, живое вещество, атмосферные аэрозоли, почвы водосборных площадей и донные отложения.

Отбор проб донных отложений проведен специальным пробоотборником, позволяющим извлекать илистые сильнообводненные и песчаные осадки. Керн донных отложений опробован по-интервально с шагом 1 см или 3 см на глубину до 1.5 м в зависимости от плотности и вязкости осадка. Метод, которым пользовался автор при отборе почвенных проб, является метод опробования металлическим кольцом. Отбор водных проб осуществлялся по стандартным методикам. Определение химического состава образцов воды и осадков проводили в аккредитованных при Госстандарте РФ аналитических лабораториях Института геологии и минералогии СО РАН. Комплексное изучение неорганической и органической частей донного осадка (методы гамма-спектрометрии, атомной-абсорбции, РФА СИ), детальнейшее изучение морфологии, фазового и химического состава донных осадков с использованием сканирующего электронного микроскопа MIRA 3 TESCAN (СЭМ), рентгеновской дифрактометрии (XRD) и ИК спектроскопии обеспечило качественно новый уровень полученных результатов. Во всех исследуемых ландшафтных зонах Сибири в изученных озерных системах определены содержания *естественных радионуклидов* и  $^{137}\text{Cs}$ , макро- (*Ca, Mg, Na, K*) и микроэлементов (*Cd, Pb, Cu, Zn, Mn, Ni, Cr, Co, Hg, V, Sb, Li, Sr, Ba*). Выборочно анализ проводился на  $^{90}\text{Sr}$ ,  $^{239,240}\text{Pu}$  и (*Fe, Al, As, Mo, TR, Br, B, Se*) в донных осадках, почвах водосборных площадей и водах озер, различных растительных компонентах. Элементный анализ образцов органического вещества донных осадков на содержание С, Н, О, N и S выполнялся методом термического анализа на приборе «Vario EL Cube» (Elementar Analysensysteme GmbH, Germany) в Институте катализа СО РАН.

Интерпретация геохимических данных включала в себя: предварительную оценку характера распределения валовых содержаний элементов в воде, почвенных профилях и

разрезах донных отложений с применением программ Excel и Statistica 6.0, Кластер. Для выяснения уровня содержания изученных элементов проведен сравнительный анализ на базе реперных геохимических данных.

Основная новизна подхода, используемого в данной работе, состоит в совмещении двух исследований: детальное изучение отдельно взятого озера и системы, в которой серия компактно расположенных бессточных мелководных озер объединены общей площадью водосбора, едиными ландшафтно-климатическими и геолого-геохимическими условиями, источником вод. Такую систему озер можно рассматривать в качестве природного модельного объекта для изучения связи современного минералообразования с биогеохимией озерных вод, донных отложений, почв и почвообразующих пород водосборных площадей.

Сопоставление аналитических данных позволило установить, что наряду с накоплением терригенного материала, органического вещества в озерах формируются карбонатные минералы, пирит, аморфный кремнезем (при диагенезе переходит в кварц) и, редко, смектит, хлорит, иллит, ангидрит, гипс, тенардит, галит. Известная широтная климатическая зональность, сформулированная исследователями прошлого века, проявляется в поступлениях обломочной, хемогенной и органогенной частей осадка в различных соотношениях [Страхов и др., 1954; Безруков, 1960; Лисицын, 1981 и др.].

Значительный вклад биогенной части в донные осадки всех ландшафтных зон (зольность осадков в лесотундровой зоне в среднем около 40% (варьирует от 5 до 68%); лесоболотной – 52% (27–76%); лесостепная – 58% (21–78%); степная – 72% (21–98%) определяет создание восстановительной обстановке уже в самых верхних его слоях. Также как в морях и океанах в ходе фотосинтеза фитопланктон превращает растворимые в воде элементы, газы во взвешенные частицы новообразованного органического вещества и разнообразные по морфологии и по минеральному составу биогенные минералы (карбонатные и кремнистые). Другая часть органического вещества поступает в озера с водосборных площадей с различными водо, снего потоками, либо в результате эолового переноса. В таком органическом веществе (аллохтонном) обычно высокое содержание также и минеральных частиц [Лисицын, 2013]. В водной толще озера в результате процессов биофильтрации зоопланктоном новообразованное и привнесенное ОВ упаковывается в pellets. В ходе исследований установлено, что pellets могут составлять до 38% от ОВ донных осадков озер. Pelletные комки включают скелетные обломки биоты, труднорастворимое органическое вещество, которое не усваивает микроорганизмами, а также минеральные частицы (минеральный балласт). Внешняя оболочка pellets защищает упакованное ОВ от кислородной среды и воздействия бактерий и способствует накоплению значительных толщ сапропелей на дне озер. В придонной части озер всех ландшафтных зон на границе раздела сред «вода–донный осадок» происходят восстановительные процессы (в том числе сульфатредукция и метаногенез) с различной скоростью. Это фиксируется присутствием уже в первых мм разрезов донных отложений наличием фрамбоэдров и одиночных скоплений кристалликов пирита различной размерности от микронной до см.

Химический и минеральный состав терригенной фракции донного осадка полностью соответствует почвам и горным породам, слагающим водосборную площадь озер. Гранулометрический анализ обломочного материала показал преобладание алевропелитовой и пелитовой фракций при значительной представительности фракции более 0.25 мм (до 25%) в зоне прибоя озер. Количество того или иного минерала относительно общей массы терригенной фракции может существенно меняться от озера к озеру, при этом его химический состав постоянен и отвечает составу этого минерала в горных породах водосборных территорий. Минералы горных пород и минеральной фракции почв попадают в донный осадок озер практически невыветрелыми, неокатанными, иногда лишь механически измельченными. Только небольшая часть слюды и темноцветных минералов разрушается с образованием смешанослойных алюмосиликатов с переменным содержанием в структуре магния, железа, алюминия, кремния при наличии следовых содержаний калия, кальция и натрия.



Сравнение данных по средневзвешенным значениям содержаний изученных элементов в донных осадках озер Сибири и почв их водосборных площадей показало, что они значимо не отличаются. Зафиксированы более высокие концентрации **Ca, Mg, U в осадках** озер всех ландшафтных зон и **Sr в ландшафтах с дефицитом влаги, а Cd, Sb, наоборот – в ландшафтах с повышенной обводненностью**. Повышенными значениями содержаний микроэлементов в донных осадках озер относительно почв в целом отличается тундровый ландшафт. Во всех ландшафтных зонах донные осадки резко обеднены **Na в отличие от почв**. Скорее всего, это связано с наличием довольно значительных концентраций в водах сибирских озер **Mg, присутствие которого, затрудняет садку натриевых минералов**. Сопоставление концентраций элементов в донных осадках озер с составом верхней континентальной коры показало избыточное накопление в процессе современного осадкообразования **Ca, Sr, Cd, Sb, Cr и значительное обеднение Na, Si, Al, Be, K, Ti, Th, Ba**.

Высокие концентрации кремнезема в изученных донных отложениях связаны с присутствием терригенных минералов (кварца, полевых шпатов, слюд), а также биогенным его накоплением (обломки скелетов биоты). Значительные содержания Ca, Sr, Mg, Mn обусловлены накоплением в осадках кальцита разной степени магнезиальности. Следует отметить, что количество образованного кальцита в илах напрямую не коррелирует с общей минерализацией вод озер. Минеральная часть осадка содержит большое количество микроэлементов, таких как: Co, Mn, Cu, B, Zn, Br, Mo, V, Cr, Be, Ni, Hg, Sb, Pb, As, Ba, Sr, Ti. Их содержания полностью коррелируют с количеством терригенного материала (с зольностью), за исключением урана, кадмия и ртути. Поведение урана и кадмия, ртути можно попытаться объяснить естественными причинами, а именно их связью с полиамидами фульвокислот органического вещества, с перераспределением по вертикальному профилю донных отложений под воздействием смены форм на геохимическом барьере и др. Из всех химических элементов **Cd и Hg обладают максимальной способностью к ковалентному связыванию с белками** [Техногенез..., 2003]. Однако, анализ вертикального распределения радионуклидов и микроэлементов в обобщенных колонках донных осадках изученных озер по ландшафтным зонам Сибири позволяет выделить два типа разрезов. В первом случае, верхние и нижние горизонты донных отложений практически не отличаются по содержаниям большинства изученных элементов (**Cu, Zn, Cr, Ni, Co, Mg, Be, Sb, Mn и другие**). Другой тип распределения отмечается для **Hg, Cd – в большинстве разрезов в верхней части концентрации их увеличиваются**. Полученные данные позволяют утверждать об увеличении антропогенной нагрузки в региональном масштабе на континентальные озерные системы Сибири на протяжении последних 50 лет по этим элементам.

Основные закономерности седиментогенеза в озерах, установленные для современного этапа, в дальнейшем можно использовать для изучения хода континентальной седиментации во время кайнозоя.

*Исследования выполнены в рамках плана НИР при финансовой поддержке РФФИ (грант 16-05-00132а).*

#### *Литература*

- Безруков П.Л.* Некоторые проблемы зональности осадкообразования в Мировом океане // Тр. Океаногр. Комиссии АН СССР. 1960. Т. 10. Вып. 3. С. 3–9.
- Лисицын А.П.* Зональность природной среды и осадкообразования в океанах // Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981. С. 5–45.
- Лисицын А.П.* Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер Земли // Мировой океан. Т. II. М.: Научный мир, 2013. С. 334–549.
- Страхов Н.М., Бродская Н.Г., Князева Л.М., Разживина А.Н., Ратеев М.А., Сапожников Д.Г., Шишова Е.С.* Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 791 с.
- Техногенез и биохимическая эволюция таксонов биосферы. М.: Наука, 2003. 351 с.

## СОСТАВ ОСТАТОЧНЫХ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ В УГЛЯХ И ИЗМЕНЕНИЕ ИХ СОДЕРЖАНИЯ В ПРОЦЕССЕ МЕТАМОРФИЗМА

Стукалова И.Е.<sup>1</sup>, Лебедев В.С.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, [stukalova@ginras.ru](mailto:stukalova@ginras.ru)

<sup>2</sup>Российский государственный геологоразведочный университет

Углеводородные газы в углях находятся в свободном, сорбированном, растворенном и газокристаллическом состоянии. В закрытой системе они находятся в относительном динамическом равновесии. Однако, при вскрытии угольных пластов в горной выработке и резком изменении давления в массиве, а так же при дроблении угля, равновесие нарушается и происходит последовательное выделение углеводородов из углей в соответствии с их сорбционными свойствами. Метан, как наиболее подвижный компонент, опережает другие, более тяжелые УВ, которые начинают выделяться после истечения из пласта основной доли метана. В результате этих процессов в углях всегда остается некоторое количество углеводородов, которые выделяются из пластов лишь при «жестком» воздействии (механическом или нагревании). В работе особое внимание обращается на сорбированные или остаточные газы (ОУВ), которые могут выделяться из органической массы углей при температуре выше 200 °С. **Остаточные газы постоянно присутствуют в углях. Их состав и количество зависит от многих причин: петрографического состава углей, микроструктуры углей, микропористости и степени их диа- и катагенетического преобразования.**

В процессе метаморфизма происходит закономерное изменение внутренней структуры органического вещества углей. 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 и перераспределением их.

В процессе работы были исследованы образцы углей различных марок, от бурых (1Б, 2Б, 3Б), каменных (Д, Г, Ж, К, ОС, Т) и антрацитов (А) из разных месторождений углей. Был изучен петрографический состав и определена марка данных углей.

В результате исследований по соответствующей методике [Лебедев, 2008] был установлен состав и определено содержание, а также установлено соотношение легких и тяжелых углеводородов, которые относятся к разряду не свободных, а сорбированных (ОУВ), которые могут извлекаться из углей при температуре выше 200 °С. **Для выделения и определения состава остаточных углеводородных газов был использован метод термической дегазации (ТД) при нагревании до температуры 200 °С (фракция 0.25–0.5 мм) в атмосфере инертного газа и определение состава выделившихся углеводородов.**

Анализы проводились на газовом хроматографе М-3700, который используется для анализа горючих газов, легколетучих органических соединений в природных и техногенных образованиях. В газовом хроматографе происходит разделение вещества на фракции в зависимости от сорбционных свойств. В качестве газа-носителя используется инертный газ гелий. Применяется метод сравнения с эталонными хроматограммами. Метод термической дегазации позволяет практически полностью извлекать из углей глубокосорбированные углеводородные газы и определять их состав до протекания процессов пиролиза органических компонентов углей. В результате проведенных работ был выяснен состав остаточных углеводородных газов от метана до гексана, а также определено их содержание в относительных процентах.

Остаточные углеводородные газы могут играть определенную, до конца не изученную роль, при одновременном резком изменении давления, которое выражается в некоторых местах понижением давления, а в других – одновременным повышением давления и температуры; процессы часто происходят в закрытой системе. При проведении горных ра-

бот и деструкции целостности угольного пласта нарушается балансовое равновесие между всеми фазами углеводородов в углях.

В литературе содержатся данные о повышенных и высоких концентрациях тяжелых углеводородов в остаточных углеводородах (ОУВ) углей. Е.С. Розанцев и Н.П. Таран [1990] приводят данные о содержании в газах углей выбросоопасных участков горных выработок до 40–60% тяжелых углеводородов; газы выделялись из угля при нагревании до 80 °С. В работе Е.А. Рогозиной [2008] подчеркивается, что повышенное содержание тяжелых углеводородов в свободных газах угольных пластов повышает пожароопасность угольных шахт. Еще в большей мере это относится к остаточным углеводородам, в которых доля тяжелых углеводородов еще выше, и они могут быть спусковым механизмом для развития процессов возгорания в угольных шахтах.

Для безопасного ведения горных работ необходимо учитывать петрографический состав и микроструктуру углей, на что неоднократно указывали П.П. Тимофеев и Л.И. Боголюбова [1980 и др.]. Телинитовая структура углей, они подчеркивали это на примере углей Донбасса и Кузбасса, может способствовать большей концентрации газовых компонентов в углях и в угольных пластах из-за повышенной микропористости углей этого типа. А химический состав углей телинитовой микроструктуры, который характеризуется повышенным содержанием водорода, по сравнению с углями другой структуры (коллинитовыми), также может способствовать образованию или высвобождению метана, при стрессовой нагрузке. Поэтому, угли телинитовой структуры могут быть более опасны для разработки.

Как показали проведенные исследования, содержание остаточных углеводородных газов (ОУВ) в углях различных марок (от Д до А) варьирует в широких пределах. Наиболее высокие содержания сорбированных углеводородных газов установлены в углях марок Ж и К (от 10 до 70 см<sup>3</sup>/кг). Отмечено, что существенно ниже их содержание в углях марок Д и Г, а также ОС и Т и составляет около 8–10 см<sup>3</sup>/кг. В антраците отмечено самое низкое содержание (первые см<sup>3</sup>/кг). По углеводородному составу ОУВ существенно отличаются от свободных газов угольных пластов. Отношение  $C_1/\sum(C_2-C_6)$  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 сорбированных 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 каменных углей, в том числе ценных коксующихся марок, на примере углей Донбасса и Кузбасса, показали существенное обогащение остаточных углеводородов тяжелыми углеводородами по сравнению со свободными газами угольных пластов. В исследованных пробах ОУВ 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 ( $C_2-C_6$ ) над более легким метаном ( $CH_4$ ), за исключением полуантрацитов и антрацитов, где в составе остаточных углеводородных газов метан превалирует.

Наибольшее содержание суммы УВ и суммы  $C_2-C_6$  установлено в углях марок Ж и К, причем в них наименьшее содержание метана. В целом содержание метана во всех марках углей (кроме ПА и А) низкое, существенно ниже содержания суммы  $C_2-C_6$ . В полуантрацитах и антрацитах содержание метана выше содержания тяжелых углеводородов (ТУВ).

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 диа- и 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 глубокосорбированных углеводородных газов в углях в процессе их диа- и катагенетического преобразования.

### Литература

*Лебедев В.С.* Углеводородный состав и изотопный состав углерода метана угольных пластов и газовых скоплений, сформировавшихся за счет «угольных» газов (на примере Донбасса) // Горный информационно-аналитический бюллетень «Метан». 2008. № 4. С. 212–219.

*Рогозина Е.А.* Состав, зональность, и масштабы генерации газов при катагенезе органического вещества гумусовых углей // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2008. № 3. С. 20–38.

*Розанцев Е.С., Таран Н.П.* Исследование состава углеводородных газов угольных пластов Кузбасса с целью возможного прогнозирования их выбросоопасности // Повышение безопасности труда при добыче угля М.: Изд-во «Мир горной книги», 1990. С. 88–95.

*Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И.* Развитие идей в области познания вещественно-петрографического состава и генезиса органического вещества // Литология в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 96–109.

## БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ, ЦИКЛОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ И ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДЕВОНСКИХ И НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕРМСКОГО КРАЯ НА СОВРЕМЕННОМ ЭТАПЕ

**Стукова Т.В.**

*Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ПермНИПИнефть» в г. Перми,  
Tatjana.Stukova@pnn.lukoil.com*

В последние десятилетия в региональной биостратиграфии девонских и нижнекаменноугольных отложений имеется немало достижений. При этом, основной объем исследований проводился в КамНИИКИГС (ранее КО ВНИГНИ). В частности, результатом совместных исследований специалистов по фораминиферам, конодонтам, остракодам и миоспорам являются биозональные шкалы девонских и нижнекаменноугольных отложений, скореллированные между собой. Огромное внимание уделялось палеонтологическому обоснованию стратиграфических границ разного ранга, вопросам современной морфологической классификации миоспор и другим немаловажным аспектам [Соотношение..., 1999; Чижова и др. 2007; Сташкова, Стукова, 2009; Стукова, 2010, 2012а и др.].

В лаборатории литологии и петрографии Филиала ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» ПермНИПИнефть с 2010 г. начато изучение миоспор, с 2014 г. – фораминифер. Большое внимание уделяется развитию региональной циклостратиграфия и литолого-фациальных исследований девонских и каменноугольных отложений, важная роль придается методическим аспектам. Результаты работ отражены, как в публикациях, так и в многочисленных научно-исследовательских отчетах [Сташкова и др., 2005; Вилесов и др., 2009; Стукова, Винокурова, 2012, 2013, 2014; Бояршинова, 2013; Стукова 2012б, 2012в, 2016; Методика..., 2014 и др.]. Исследования ведутся по месторождениям ООО ЛУКОЙЛ-ПЕРМЬ в рамках НИР

карбонатных и терригенных отложений девона и карбона. Специалистами КамНИИКИГС опубликована монография по девонскому терригенному комплексу с каталогом стратиграфических разбивок [Сташкова и др., 2015]. В рамках регионального проекта в 2006 г. издана книга «Минерально-сырьевые ресурсы Пермского края», содержащая раздел «Стратиграфия» [Ехлаков, Морозов, 2006]. Это далеко не полный перечень достижений специалистов по стратиграфии и литологии в Пермском крае.

В настоящее время имеется необходимость изучения серии типовых разрезов хорошо представленных керном, с детальной биостратиграфической обоснованностью границ стратиграфических подразделений, качественными литолого-фациальной и геофизической характеристиками. В том числе необходимо создать атлас эталонных разрезов продуктивных отложений районов, где ведется бурение. Результаты исследований таких разрезов будут весьма полезны специалистам других направлений нефтяной геологии при расчленении и корреляции разведочных, поисковых и многочисленных эксплуатационных скважин с отбором керна только в целевых интервалах.

Подобная региональная работа по созданию атласа разрезов была уже проведена в 1969 г. Обобщен геологический материал, полученный в 1964–1968 гг. в лаборатории стратиграфии и палеонтологии Камского филиала (отделения) ВНИГНИ (позднее КамНИИКИГС). При этом были выделены различные группы, типы и подтипы разрезов девонских и каменноугольных пород в зависимости от стратиграфической полноты, литолого-фациальных особенностей и изменения мощности отложений. В этой работе принимал участие большой коллектив сотрудников лаборатории под руководством Ю.И. Кузнецова. Она была выполнена по просьбе геологической службы объединения «Пермьнефть» для быстрейшего внедрения в производство результатов исследований лаборатории стратиграфии и палеонтологии КФ ВНИГНИ [Стратиграфические..., 1969]. С момента создания серии типовых разрезов прошло 45 лет. Издание давно стало раритетом и, хотя основано на достоверном фактическом материале (литология, биостратиграфия, методы ГИС), морально устарело. Им пользуются единицы исследователей.

За прошедшие десятилетия обновилась производственная база геологоразведочных и поисковых работ, пробурены сотни новых скважин в разных фациальных зонах территории. С использованием новых технологий увеличился вынос керна; на базе современных методов, таких как профильное гамма-сканирование керна, осуществляется его привязка к данным каротажа. Таким образом, необходимость создания серии нового поколения типовых разрезов для девонских и каменноугольных продуктивных отложений давно назрела.

В настоящее время автором статьи проводятся исследования разрезов визейской терригенной толщи (ВТТ), вынос керна которой при разведочном и поисковом бурении практически составляет 100%. Расчленение и корреляция отложений этого стратиграфического интервала на территории Пермского края достаточно сложный процесс, так как терригенная толща формировалась в условиях «борьбы моря с суши» и характеризуется полифациальным составом отложений [Пахомов, Пахомов, 1980]. Следствием неоднородного фациального состава по площади и разрезу является то, что продуктивные тела различной природы могут выклиниваться, замещаться плотными породами, сливаться в один пласт. Эти особенности усложняют корреляцию и прослеживание продуктивных пластов нефтяных месторождений.

Следует отметить, что кроме полифациального состава визейские терригенные отложения на территории края имеют разную стратиграфическую полноту. На сегодняшний день создана схематичная карта их распространения [Стукова, 2010], которая уточняется по мере появления новых данных.

Создание атласа нового поколения типовых разрезов (на первом этапе – визейской терригенной толщи), стратиграфические, фациальные и геофизические характеристики которых хорошо обоснованы керновым материалом, несомненно, явится полезным инструментом в работе геологов-нефтяников при расчленении и корреляции разнофациальных разрезов.

### Литература

*Бояришинова М.Г.* Особенности литолого-фациального строения Южно-Раевского рифового резервуара // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Т. 1. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. С. 115–118.

*Вилесов А.П., Имамов Р.Р., Путилов И.С., Винокурова Е.Е.* Фациальные комплексы девонской терригенной толщи юго-запада Пермского края // Верхний палеозой России. Стратиграфия и фациальный анализ. Казань: Изд-во Казанского университета, 2009. С. 88–90.

*Винокурова Е.Е., Стукова Т.В., Бояришинова М.Г.* Методика литолого-фациального анализа продуктивных отложений Пермского края // Прогноз и разработка нефтегазоперспективных месторождений НК «ЛУКОЙЛ». Волгоград: Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ВолгоградНИПИ-морнефть», 2014. С. 15–17.

*Ехлаков Ю.А., Морозов Г.Г.* Стратиграфия // Минеральные ресурсы Пермского края. Пермь: Книжная площадь, 2006. С. 49–63.

*Пахомов В.И., Пахомов И.В.* Визейская угленосная формация западного склона Среднего Урала и Приуралья. М.: Недр, 1980. 152 с.

*Сташкова Э.К., Пахомов В.И., Стукова Т.В.* Методика исследования визейской терригенной толщи для моделирования ее строения // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2005. № 3-4. С. 60–71.

*Сташкова Э.К., Стукова Т.В.* Новое в биостратиграфии турнейско-визейских отложений на северо-востоке Волго-Урала // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2009. № 11. С. 80–84.

*Сташкова Э.К., Стукова Т.В., Чижова В.А.* Сопоставление зональных шкал по конодонтам, фораминиферам, остракодам и спорам для верхнефранско-нижневизейских отложений на востоке Русской платформы // Геологическое изучение и использование недр. М.: Геоинформмарк, 1998. Вып. 4. С. 12–24.

*Сташкова Э.К., Фрик М.Г., Арасланова Р.М., Багаев А.Н.* Терригенный девон Пермского края. Пермь, ОАО КамНИИКИГС, 2015. 140 с.

Стратиграфические типовые разрезы девонских и каменноугольных отложений Пермского Прикамья. Пермь: КО ВНИГНИ, 1969. 61 с.

*Стукова Т.В.* Палинозоны позднеурнейских-ранневизейских разнофациальных терригенных отложений Пермского Прикамья // Верхний палеозой России. Стратиграфия и фациальный анализ. Казань: Изд-во Казанского университета, 2009. С. 157–158.

*Стукова Т.В.* Палиностратиграфия верхнетурнейско-визейских (косьвинско-тульских) терригенных отложений Пермского Прикамья. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Пермь: ООО «ПермНИПИнефть», 2010. 23 с.

*Стукова Т.В.* Палинологическая характеристика верхнетурнейско-визейских терригенных отложений Пермского Прикамья // *Lethaea rossica*. 2012a. Т. 6. С. 32–45.

*Стукова Т.В.* Роль литолого-фациального и палинологического анализов в возрастной датировке и корреляции песчаных пластов // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2012b. № 4. С. 4–10.

*Стукова Т.В.* Метод палинофаций для уточнения обстановок древнего осадконакопления нефтегазоносной территории юго-востока Пермского Прикамья и опыт реконструкции береговой линии // Фациальный анализ в нефтегазовой геологии. Томск: Изд-во Томского университета, 2012в. С. 110–115.

*Стукова Т.В.* Возраст и корреляция продуктивных песчаных пластов (на примере месторождений юго-востока Пермского края) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2016. (В печати).

*Стукова Т.В., Винокурова Е.Е.* Методические особенности построения литолого-фациальной модели визейской терригенной толщи Пермского Прикамья // Приоритетные и инновационные направления литологических исследований. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 167–169.

*Стукова Т.В., Винокурова Е.Е.* Комплексный подход при создании литолого-фациальных моделей пластов-коллекторов визейских терригенных отложений в Пермском крае // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Т. 3. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. С. 174–176.

*Стукова Т.В., Винокурова Е.Е.* Разномасштабные уровни исследований коллекторских свойств разнофациальных отложений визейской терригенной толщи в Пермском крае // Виртуальные и реальные литологические модели. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. С. 177–179.

Чиждова В.А., Сташкова Э.К., Стукова Т.В. Горизонты турнейского яруса каменноугольных отложений Волго-Уральской нефтегазоносной провинции // Стратиграфия и ее роль в развитии нефтегазового комплекса России. СПб.: ВНИГРИ, 2007. С. 334–351.

## **ВОЗМОЖНОСТИ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНОГО И ПАЛИНОФАЦИАЛЬНОГО МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКЕ ПЕРСПЕКТИВНЫХ ЗОН НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ**

**Стукова Т.В.**

*Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ПермНИПИнефть» в г. Перми,  
Tatjana.Stukova@pnn.lukoil.com*

Зоны нефтегазонакопления чаще всего располагаются вблизи берегов палеоморей, особенно на участках впадения в них крупных рек, где имеются условия, способствующие развитию ловушек углеводородов различного генезиса и морфологии и образованию залежей. С этими участками связано накопление наиболее мощных, сложно построенных песчано-глинистых отложений, которые могут служить резервуарами и покрышками для крупных скоплений углеводородов. Физико-географические факторы и характер процесса осадконакопления в прибрежных областях являются определяющими в образовании ловушек углеводородов (УВ) [Долотов, 1966]. Поэтому весьма важно определять местоположение береговой линии и миграцию ее во времени и в пространстве, уточнять детальное строение прибрежных зон, устанавливать генезис и форму песчаных тел-коллекторов.

Объектом исследований послужила территория юго-востока Пермского края (месторождения ООО ЛУКОЙЛ-ПЕРМЬ), где в рамках НИР коллективом лаборатории литолого-петрографических исследований Филиала ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ПермНИПИнефть» создаются литолого-фациальные модели пластов-коллекторов визейской терригенной толщи.

Формирование визейской терригенной толщи, в пределах изученного участка происходило в прибрежно-морских условиях. В результате сменяющих друг друга трансгрессивно-регрессивных циклов осадконакопления толща имеет явно выраженное циклическое строение. Исследуемая территория представляла собой периодически заболачиваемую обширную дельтовую равнину, которая окаймлялась заливами и лагунами, переходившими в прибрежно-морское мелководье. Внутри толщи синхронными уровнями послужили кровли циклитов, выражающих максимумы трансгрессий. Трансгрессивные и регрессивные циклы способствуют миграции береговой линии (БЛ), что приводит к частому переслаиванию песчаных и глинистых пород, линзовидному их залеганию и выклиниванию по территории, образованию литологических ловушек, приуроченных к прибрежным территориям суши и моря. Миграция береговой линии обуславливает создание широкой полосы отложений, в которых могут улавливаться углеводороды. Чередование песчано-алевритового и глинистого материала, выклинивание слоев-коллекторов и замещение их плотными породами создают условия формирования промышленного скопления УВ в литологических ловушках [Долотов, 1966; Пахомов, Пахомов, 1980; Сташкова и др., 2000, 2005].

В радаевское и бобриковское время в результате эвстатических колебаний береговая линия периодически мигрировала по латерали. Судя по фациальному составу радаевских и бобриковских циклитов, ее перемещения были неоднократными, но относительно кратковременными. Морские обстановки и связанные с ними геоморфологические элементы в радаевско-бобриковском временном отрезке не установлены, что затрудняет картирование береговой линии. Тульский цикл образования терригенной толщи – это период наступления самой мощной и продолжительной за всю геологическую историю визейского времени мор-

ской трансгрессии. На изученной территории море постепенно наступало с юго-востока на северо-запад. В разрезах, послуживших контрольными точками для картирования положения БЛ, на последовательно сменяющихся временных поверхностях (срезах) тульского циклита диагностированы фации проток, межпроточной равнины, заливов, лагун и прибрежно-аккумулятивных образований. Зафиксированы местоположение и смена (сопряженность) фаций в фациальном ряду «суша-море», как по территории, так и во временном разрезе.

Фации, характеризующие прибрежные геоморфологические элементы ранневизейского времени установлены в разрезах скважин по структурно-текстурным особенностям керна (литогенетическим признакам) и форме геофизических кривых. Литогенетическую характеристику дополняют данные палинофациального анализа, т.е. анализа состава органического вещества, полученного в результате палинологической обработки образцов терригенных пород). Микрофоссилии растительного и животного происхождения, выделяемые из породы химическим путем (мацерация в кислотах, сепарация с тяжелыми жидкостями), объединены общим термином – палиноморфы. Палиноморфы, захороненные в определенных фациальных условиях и приуроченные к конкретной литологической разности пород, дают ценный материал, как для расчленения и корреляции разрезов, так и для реконструкции обстановок древнего осадконакопления [Петросьянц и др., 1990; Макарова, 2009].

Наиболее часто встречаемые в визейских терригенных отложениях палиноморфы: миоспоры, трахеиды, дисперсные кутикулы, углистые частицы, грибы, сколекодонты, микрофораминиферы, акритархи, аморфное органическое вещество. Они являются очень информативными индикаторами обстановок древнего осадконакопления [Стукова, 2010, 2011, 2012 и др.]. В частности в органических веществах тульских палинофаций выявлены мелкие миоспоры с хорошими флотационными свойствами, гифы и споры грибов, отмечены акритархи, что характерно для прибрежных фаций лагун и заливов, заболачиваемой приморской равнины, периодически заливаемой морем.

Таким образом, на изученном участке, в результате литолого-фациального и палинофациального исследований керна, на начало тульского времени определено положение широкой полосы береговой линии (с учетом ее миграции). Реконструированы примыкающие к ней территории надводной и подводной (морской) частей дельты. В динамичных обстановках морского побережья сформировались хорошо отсортированные песчаники (прибрежно-аккумулятивные образования), обладающие высокими коллекторскими свойствами, послужившие ловушками для накопления углеводородов. В межскважинном пространстве намечена зона местоположения береговой линии и прибрежно-аккумулятивных песчаных образований (косы, бары и др.) перспективная для нефтегазонакопления.

### Литература

*Долотов Ю.С.* Проблемы рационального использования и охраны прибрежных областей Мирового океана. М.: Научный мир, 1996. 168 с.

*Макарова И.Р.* Модель сукцессий морской и наземной биот в осадочных секвенциях пермских отложений ТПП и ее значение для нефтяной геологии // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2009. Вып. 5. С. 39–61.

*Пахомов В.И., Пахомов И.В.* Визейская угленосная формация западного склона Среднего Урала и Приуралья. М.: Недра, 1980. 152 с.

*Петросьянц М.А., Овнатанова Н.С., Мусина Г.В.* Микрофоссилии в геологической практике: их роль в определении обстановок древнего осадконакопления // Итоги науки и техники. Сер. Общая геология. Т. 27. М.: ВИНТИ, 1990. 162 с.

*Сташкова Э.К., Пахомов В.И., Стукова Т.В.* Методика исследования визейской терригенной толщи для моделирования ее строения // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2005. № 3-4. С. 60–71.

*Сташкова Э.К., Стукова Т.В., Пахомов В.И.* Детальное расчленение и корреляция визейских терригенных отложений с целью уточнения распространения песчаных тел коллекторов различного



генезиса // Результаты глубокого и сверхглубокого бурения, проблемы нефтегазоносности и рудоносности. Пермь: КамНИИКИГС, 2000. С. 220–236.

Стукова Т.В. Палиностратиграфия верхнетурнейско–визейских (косьвинско–тульских) терригенных отложений Пермского Прикамья. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Пермь: ООО «ПермНИПИнефть», 2010. 23 с.

Стукова Т.В. Роль палинофациального анализа в определении генезиса визейских терригенных отложений Пермского Прикамья // Проблемы современной палинологии. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2011. С. 221–224.

Стукова Т.В. Метод палинофаций для уточнения обстановок древнего осадконакопления нефтегазоносной территории юга-востока Пермского Прикамья и опыт реконструкции береговой линии // Фациальный анализ в нефтегазовой литологии. Томск: Изд-во Томского университета, 2012. С. 66–71.

## АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ ПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ЛИТОГЕНЕЗА ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНО-ЛЕССОВОЙ ФОРМАЦИИ В ЦЕНТРЕ И СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РУССКОЙ РАВНИНЫ

Судакова Н.Г., Введенская А.И., Костомаха В.А.

Московский государственный университет, [tsn60@mail.ru](mailto:tsn60@mail.ru)

Разновидности лессовых пород достаточно широко распространены на севере древнеледниковой зоны Русской равнины. Они содержат важную палеогеографическую и стратиграфическую информацию [Спиридонов, 1948; Кригер, 1965; Лессовые..., 1986; Лессово-почвенная..., 1997; Палеогеографические..., 2013; Конищев, 2015 и др.]. Однако до сих пор не исчерпаны дискуссионные положения, касающиеся неоднозначной трактовки генезиса лессовидных суглинков, их возрастных генераций, обстановки седиментогенеза. Не получило всеобщего признания обособление северных лессовых провинций. Рассмотрение этой многоплановой проблемы на конкретных примерах – актуальная задача исследования.

В основу обобщения положены полученные результаты комплексных исследований важнейших опорных разрезов [Новейшие..., 2004; Палеогеографические..., 2013; Судакова, Базилевская, 1976; Судакова и др., 2013 и др.], дополненные литературными данными, что позволило выявить определенные закономерности пространственной и возрастной изменчивости характеристик лессовых пород региона. По сравнению с южными типичными лессами северные разности лессовидных пород отличаются особенностями строения, состава и условиями залегания. Региональная специфика формирования перигляциально-лессовой формации рассмотрена по трем выделенным палеогеографическим провинциям: Верхневолжской (в границах калининского и московского оледенений), Приокской (в пределах днепровского и раннеплейстоценовых оледенений) и Вятско-Ветлужское Заволжье (на окраине древнеледниковой зоны).

Верхневолжская (Ярославско-Вологодская) провинция. В центральных древнеледниковых районах Русской равнины в полосе развития московской и калининской морен к югу от границы ошашковского оледенения широко распространены полигенетические полихронные лессовидные породы (суглинки, супеси) перигляциальной формации, приуроченные к разновозрастным геоморфологическим уровням седиментации. Располагаясь на северной периферии типичных лессовых провинций, лессовидные породы в пределах этой палеогеографической зоны обладают специфическими характеристиками в связи с особой фациально-генетической и ландшафтно-климатической обстановкой осадконакопления [Палеогеографические..., 2013; Судакова и др., 2013].

В Ярославском Поволжье впервые выделены и обоснованы разновозрастные генерации лессовых покровов, венчающих широко распространенные озерные террасовые уров-

ни: позднемосковские, ранневалдайские (калининские), поздневалдайские (осташковские). Генерации лессовидных отложений разных уровней отличаются по особенностям минералогического спектра, составу конкреций и микростроению, которые могут служить их литологической индикацией [Судакова, Базилевская, 1976]. Ярусное строение перигляциально-лессовой формации и отличительные признаки состава выделенных генераций указывают на периодичность лессовообразования. В отличие от типичных южных лессов они нередко слоисты в основании толщи и имеют определенную геоморфологическую приуроченность к уровням древних водноледниковых бассейнов. По сравнению с представителями южных провинций, они выделяются невысокой карбонатностью (около 2%), более глинисты при пылеватости 40–50% и пористости порядка 40%. О преимущественно бассейновой их седиментации здесь свидетельствуют проявления слоистости, и микрослоистости, высокая глинистость при фациальной изменчивости грансостава. Минералогические спектры тяжелой фракции наследуют состав местных подстилающих ледниковых отложений и не содержат дальноприносных компонентов, что ограничивает роль эолового фактора. Характер минеральных образований и криогенные микротекстуры согласуются с криоаридными условиями перигляциального лессообразования [Конищев, 2015]. Учитывая особенности распространения, строения и состава, а также тесную генетическую связь с подстилающими водно-ледниковыми отложениями, следует в данной провинции отводить решающую роль водной седиментации лессовидных суглинков при активном участии криогенных и склоновых процессов.

*Приокская провинция* включает примыкающие к долине р. Оки южную часть Московской равнины, северную часть Среднерусской возвышенности и Окско-Донской равнины, южную часть Мещерской задровой равнины и северо-западную часть Приволжской возвышенности. Для всей этой территории характерно повсеместное распространение лессовидных пород, кроме Мещерской задровой равнины, где покров лессовидных суглинков отсутствует. В отличие от северных провинций древнеледниковой зоны, преобладающая мощность лессовидных суглинков для этой провинции составляет 3–5 м, но в некоторых областях она увеличивается – на Среднерусской и Приволжской возвышенностях до 10 м, а в некоторых районах Приокской провинции (Чекалинский разрез), мощность лессовидных суглинков достигает 14 м [Судакова и др., 2013]. Эти отложения лежат на вершинных поверхностях, склонах и на высоких террасах в долинах рек. В целом для лессового покрова рассматриваемой провинции, по сравнению с Верхневолжской и Вятско-Ветлужской, характерно увеличение карбонатности отложений, увеличение степени просадочности и появление в разрезе лессовых отложений погребенных почвенных горизонтов [Новейшие..., 2004].

*Вятско-Ветлужское Заволжье.* На левобережье Волги к востоку от установленной границы московского оледенения выделяются лессовые породы низменных и возвышенных равнин, дренированных левыми притоками Волги (Унжи, Ветлуги и Вятки). На Унже-Ветлужской песчаной равнине маломощные покровные лессовидные суглинки встречаются в единичных разрезах. К востоку от нее на возвышенной равнине с волнисто-увалистым рельефом отмечается довольно широкое, местами прерывистое распространение покровных лессовидных отложений неравномерной мощности [Колеватых, 2010; Пупышева, 1994]. К северу от границы максимального распространения оледенения, лессовидные суглинки распространены фрагментарно на поверхности высоких водоразделов, где подстилаются моренной. Их мощность составляет в среднем 3–4 м. Покровные лессовидные суглинки представляют собой пылеватые, глинистые породы, непросадочные, затронутые почвообразованием.

Во внеледниковой зоне покровные лессовидные суглинки водоразделов небольшой мощности (1–2 м) подстилаются верхнепермскими известковистыми пестроцветными мергелями, плотными глинами. В понижениях рельефа мощность суглинков может увеличиваться до 2.5–4 м; редко до 8–10 м. Прослеживается связь литологического состава лессовидных суглинков с подстилающими отложениями. Отмечается постепенный переход элювия пермских пород в элювий покровных суглинков. На предсклоновых террасовых

уровнях развиты элювиально-делювиальные лессовидные суглинки, мощностью до 6–8 м, и более (до 15–30 м) [Пупышева, 1994].

Покровные суглинки заволжского региона, как в ледниковой, так и во внеледниковой зоне, сходны по вещественному составу (распределение гранулометрических фракций, валовой состав, набор микроэлементов) и отличаются от состава отложений, характерного для западных и юго-западных провинций, большей глинистостью [Судакова и др., 2013]. Преобладают иловато-крупнопылеватые желтовато-бурые или красновато-бурые тонкопыристые суглинки элювиального генезиса на водоразделах и элювиально-делювиального на предсклоновых уровнях. Залегание покровных суглинков на высоких водоразделах не исключает первичную эоловую сортировку элювия подстилающих пород в сочетании с криогенным преобразованием и последующей элювиально-делювиальной переработкой [Палеогеографические..., 2013].

Таким образом, сравнительный анализ строения, состава, условий залегания и распространения лессовых пород в Верхнем и Среднем Поволжье приводит к следующему заключению. Полигенные по происхождению и полихронные по времени накопления лессовидные отложения региона формировались под воздействием криогенных процессов в соответствии с палеогеографическими условиями в различных фациально-генетических обстановках как водной седиментации толщи так и в элювиально-делювиальной среде при активном участии эоловых процессов. Отличительные особенности лессовых пород палеогеографических зон Центра и Северо-Востока Русской равнины – фациально-генетическое разнообразие, ярусное строение толщи, палеогеографическая зональность в распространении и мощности – служит основанием для выделения трех самостоятельных лессовых провинций, охарактеризованных выше.

Палеогеографически обусловленные пространственно-временные закономерности формирования и развития перигляциально-лессовой формации имеют важное научное и практическое значение. Полученные результаты по выяснению происхождения, возраста и условий лессообразования в регионе необходимо учитывать при реконструкции палеогеографической ритмики плейстоцена, стратиграфических построениях, а также геоэкологических оценках устойчивости природной среды

*Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант 14-05-00222).*

### Литература

- Колеватых Е.А. К вопросу о генезисе и геохимии покровных суглинков Вятско-Камского Предуралья // Литосфера. 2010. № 6. С. 55–65.
- Конищев В.Н. Лессовые породы: новые возможности изучения их генезиса // Инженерная геология. 2015. № 5. С. 22–36.
- Кригер Н.И. Лесс, его свойства и связь с геофизической средой. М.: Наука, 1965. 296 с.
- Лессово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины. Палеогеография и стратиграфия. М.: ИГ РАН, 1997. 140 с.
- Лессовые породы Русской платформы // Лессовые породы СССР. Т. II. М.: Недра, 1986. 268 с.
- Новейшие отложения и палеогеография Окско-Донской древнеледниковой зоны. Смоленск: Изд-во «Манджента», 2004. 120 с.
- Палеогеографические закономерности развития морфолитосистем Русской равнины. Районирование. Стратиграфия. Геоэкология. М.: Изд-во МГУ, 2013. 119 с.
- Пупышева С.А. Условия формирования покровных лессовидных суглинков Вятско-Камской лессовой провинции (по палинологическим данным). Автореф. дис. ... канд. географ. наук. М.: ИГ РАН, 1994. 20 с.
- Спирidonov А.И. К вопросу о происхождении покровных суглинков // Вестн. МГУ. 1948. № 4.
- Судакова Н.Г., Базилевская Л.И. Особенности лессовидных отложений Ярославского Поволжья // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1976. № 5. С. 90–98.
- Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И., Костомаха В.А. Палеогеографическая обусловленность формирования перигляциально-лессовой формации в бассейне Верхней Волги и Оки // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2013. № 1. С. 55–60.

## СТРОЕНИЕ ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА В ТЕРРИГЕННЫХ КОЛЛЕКТОРАХ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

**Тимонина Н.Н.**

*Институт геологии Коми научного центра УрО РАН,  
nntimonina@geo.komisc.ru*

В настоящее время прирост запасов в Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции осуществляется, главным образом, за счет месторождений, находящихся в разработке. Все более остро стоит вопрос по увеличению добычи нефти и введению в эксплуатацию сложно построенных, невыдержанных по площади объектов. Одним из таких объектов являются триасовые отложения севера Тимано-Печорской провинции. В настоящее время на севере региона активно осуществляется подготовка к промышленной эксплуатации Варандейского, Лабаганского, Хыльчюского, Коровинского и ряда других месторождений. Нижнетриасовые отложения характеризуются значительной латеральной и вертикальной неоднородностью и слабой согласованностью фильтрационно-емкостных свойств, что вызывает значительные трудности при проведении поисково-разведочных работ, а также при применении таких технологий как бурение горизонтальных скважин, гидроразрыв пласта, резка боковых стволов и т.д.

Исследования, касающиеся тех или иных перспектив нефтегазоносности, условий формирования триасовых отложений региона, проводились такими специалистами как В.И. Чалышев и Л.М. Варюхина [1960], И.З. Калантар и С.Д. Танасова [1988], Е.Д. Мораховская [2000], А.В. Ступакова и Т.А. Кирюхина [2001] и др.

На основе детальных литолого-фациальных исследований нами проводилась диагностика песчаных тел, в процессе анализа каротажных диаграмм, макро- и микроскопического изучения керн установлена вертикальная последовательность литотипов, прослежено развитие пластов по площади. Помимо седиментологических исследований были привлечены результаты изучения петрографического состава обломочных пород, минерального состава цемента песчаников.

Нижнетриасовые отложения распространены практически на всей территории Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции за исключением осевых зон крупных положительных структур таких как Седуяхинский и Талотинский валы, вал Гамбурцева [Структура..., 1982]. Отложения с размывом залегают на различных горизонтах перми и более древних образований, максимальная мощность нижнетриасовых образований зафиксирована в Кортаихинской и Большесынинской впадинах, в северо-западном направлении отмечается сокращение мощностей.

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. По петрографическому составу нижнетриасовые песчаники относятся к семейству граувакк (содержание обломков пород превышает 50%). В соответствии с петрохимической классификацией А.Г. Коссовской и М.И. Тучковой [1988] песчаники попадают в поле полимиктовых и вулканомиктовых. К первым относятся песчаники средне- и крупнозернистые, вторым – преимущественно мелкозернистые разновидности.

В коллекторах триасового возраста выделяют поры межзерновые, внутризерновые и перекристаллизационного цемента, их формирование происходило на разных этапах лито-

генеза. Межзерновые поры чаще всего являются остаточными седиментогенными порами, претерпевшими в последующем изменения за счет диагенетических и катагенетических процессов. Процессы преобразования привели к изменению первичной пористости: уплотнение, аутигенное минералообразование привели к сокращению емкостного пространства коллекторов, а растворение, перекристаллизация – к его увеличению [Ежова, 2007].

В описываемых песчаниках присутствуют как карбонатный, так и глинистый цементы. На основании проведенных исследований установлено, что карбонатный цемент представлен кальцитом, содержащим незначительные примеси железа, марганца и магния. Содержание кальцита варьирует в широких пределах и может достигать 40%. Наибольшее распространение получили базальный и поровый типы цемента. Базальный цемент представлен крупнокристаллической разновидностью кальцита и тяготеет к подошве песчаных пластов, что обусловлено тем, что именно в этой части разреза расположены крупнозернистые образования. Цемент порового и сгустково-порового типа представлен мелкокристаллическим кальцитом и встречается в плохо сортированных среднезернистых осадках с большим количеством алевритового материала, препятствующего росту крупных кристаллов кальцита.

В составе цемента песчаников встречаются такие глинистые минералы как каолинит, смектит, хлорит, гидрослюда. Распространение каолинита неравномерное как по разрезу, так и по площади. При переходе от крупнозернистых к тонкозернистым осадкам отмечается уменьшение содержания каолинита. Как показывают проведенные исследования, песчаники, сформировавшиеся в условиях прирусловой отмели, обогащены каолинитом.

В описываемых отложениях каолинит имеет трансформационно-аутигенное и аутигенное происхождение. Трансформационно-аутигенный каолинит характеризуется менее совершенной структурой. При исследовании с помощью электронного микроскопа установлено большое количество частиц каолинита крупных размеров при небольшой толщине с неровными, как бы срезанными, краями. Он приурочен, как правило, к мелко- и среднезернистым песчаникам, образовавшимся на прирусловой отмели, заполняет практически все поровое пространство. Аутигенный каолинит представлен крупными, хорошо окристаллизованными агрегатами, часто имеющими столбчатую или вермикулитоподобную форму. Этот тип каолинита приурочен к более крупнозернистым песчаникам.

В триасовых отложениях широкое распространение получили минералы группы смектита. Микроскопически они представляют собой слабо оформленную тонкодисперсную массу, имеющую гомогенный облик. В целом вверх по разрезу отмечается рост его содержания. В тонкозернистых песчаниках базального пласта его содержание не превышает 50–60%, тогда как в верхней части разреза количество его возрастает до 80–90%. Смектит пользуется наибольшим распространением в мелкозернистых песчаниках, где он почти полностью заполняет поровое пространство, делая его практически непроницаемым. Вследствие высокой поглощающей способности смектит может значительно разбухать при насыщении водой или органическим наполнителем, делая прослой песчаника практически непроницаемыми.

Микроскопическая и рентгеновская характеристика, химический состав глинистой фракции позволяют выделить несколько минеральных разновидностей группы хлорита. В шлифах хлорит присутствует в виде крустификационных каемок на зернах, волокнистых и сферолитоподобных выделений в порах и полностью хлоритизированных обломков. Выделение каждой из этих разновидностей в чистом виде без примесей других глинистых минералов затруднено, поэтому рентгеновская характеристика и химический состав приводится по образцам, в которых преобладает та или иная разновидность хлорита. Микроскопически крустификационный хлорит представлен бледно-зеленой каемкой на обломочных зернах и имеет толщину 3–12 мкм. Изучение с помощью электронного микроскопа показало, что эти каемки состоят из мелких псевдогексагональных чешуек, беспорядочно расположенных под разными углами к поверхности обломочного зерна. Крупнопластинчатый, волокнисто-пластинчатый и сферолитоподобный хлорит пор обычно ассоциирует с обилием хлоритизированных обломков. По морфологическим особенностям, химическому

составу и структурной характеристике выделяются аутигенный, аллотигенный и трансформационный хлориты. Высокое содержание хлорита фиксируется в осадках, образовавшихся в пойменных условиях за счет повышенного содержания хлоритизированных обломочных компонентов.

Гидрослюда играет второстепенную роль по сравнению с другими глинистыми минералами, микроскопически она представлена мелкими удлинёнными чешуйками, находящимися в смеси с другими глинистыми минералами, и имеет преимущественно аллотигенное происхождение. Повышенное содержание гидрослюда отмечается в алевролитах и глинах. В алевролитах ее содержание может достигать 20–30%, в глинах 30–40%. В песчаниках, как правило, содержание гидрослюда не превышает 10%. В нижнетриасовых песчаниках чаще всего встречается полиминеральный цемент, в составе которого в большем или меньшем объеме присутствуют все вышеперечисленные минералы.

В результате проведенных исследований выявлено, что на тип, состав и характер распределения цемента оказывают влияние состав источников сноса, условия осадконакопления, а также постседиментационные преобразования отложений. По преобладанию того или иного глинистого минерала в цементе песчаников выделены каолининовая, хлоритовая, смектитовая и гидрослюдистая ассоциации. Каолининовый цемент песчаников наиболее характерен для континентальных флювиальных фаций, особенно русловых. Смектитовая ассоциация наиболее характерна для пойменных, старичных и озерных фаций семиаридной зоны.

Установлено, что наибольшее распространение получили коллекторы II–V классов [Ханин, 1976], причем к первым отнесены среднезернистыми песчаниками с цементом порового типа, представленного каолинитом. К коллекторам IV класса отнесены мелко- и среднезернистые песчаники с полиминеральным цементом: глинистым поровым и карбонатным сгустково-порового типа. Коллекторы V класса представлены мелкозернистыми песчаниками с поровым цементом преимущественно смектитового состава.

Наблюдается хорошо выраженная зависимость емкостных свойств от гранулометрического состава, типа и содержания цемента. Построение адекватной геологической модели коллектора, учитывающей его фильтрационно-емкостную неоднородность, как на уровне пласта, так и слагающих его прослоев будет способствовать существенному повышению эффективности разработки залежей нефти. Характер распределения и состав цемента определяющим образом сказывается на выборе технологии воздействия на пласт, что особенно важно в случае применения тепловых методов разработки.

### Литература

- Ежова А.В.* Строение и генезис пустотного пространства в коллекторах нефтегазоносной толщи юго-востока Западно-Сибирской плиты (Томская область) // Литосфера. 2007. № 4. С. 115–122.
- 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.
- Коссовская А.Г., Тучкова М.И.* К проблеме минералого-петрохимической классификации и генезиса песчаных пород // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 2. С. 8–24.
- 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.
- Структура платформенного чехла Европейского Севера СССР. Л.: Наука, 1982. 200 с.
- Ступакова А.В., Кирюхина Т.А.* Нефтегазоносность Баренцевоморского шельфа // Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений топливно-энергетического сырья. Вып. 6. М.: Геоинформмарк, 2001. 62 с.
- Ханин А.А.* Петрофизика нефтяных и газовых пластов. М.: Недра, 1976. 259 с.
- Чалышев В.И., Варюхина Л.М.* Стратиграфия и спорово-пыльцевые комплексы верхнепермских и триасовых отложений Печорского Урала и гряды Чернышева // Геология и полезные ископаемые Северного Урала и Тимана. Сыктывкар: 1960. С. 49–58.

**ВЕРХНЕФРАНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ РАЙОНА ОЗЕРА ЯЛАНГАСКУЛЬ  
(ЗАПАДНО-МАГНИТОГОРСКАЯ ЗОНА ЮЖНОГО УРАЛА)****Фазлиахметов А.М.<sup>1</sup>, Аржавитина М.Ю.<sup>2</sup>, Гилязов А.А.<sup>1,2</sup>**<sup>1</sup>*Институт геологии Уфимского научного центра РАН, famrb@mail.ru*<sup>2</sup>*Башкирский государственный университет*

В Западно-Магнитогорской зоне (ЗМЗ) Южного Урала, несмотря на достаточно длительную историю ее исследований [Артюшкова, Маслов, 2005; Маслов и др., 1999; Миценс, 2002 и др.], есть районы практически не изученные. К таковым, в частности, относится территория, прилегающая к оз. Ялангаскуль (N 53°01.617', E 58°26.076'). Она удалена от крупных населенных пунктов, автомобильных и железных дорог, расположена на стыке двух административных районов Башкортостана (Абзелиловского и Баймакского) и листов государственной геологической карты масштаба 1:200 000 (N-40-XXIII, XXIX). Вероятно, по этим причинам здесь лишь в последнее время обнаружен нетипичный для ЗМЗ разрез франских отложений. Стоит отметить, что и этого, видимо, не было бы, если бы в сети Интернет не появились многочисленные и достаточно качественные космоснимки, на которых некоторые особенности геологического строения окрестностей оз. Ялангаскуль видны особенно хорошо. Например, большая мощность франских отложений, характер их напластования, интрузии (шток шприсгеймитов в точке N 53°01.312', E 58°26.988' и др.), **разрывные нарушения** и т.д.

В 30 км к югу от оз. Ялангаскуль, в окрестностях г. Сибай, франские отложения, согласно [Маслов и др., 1999], представлены тефротурбидитами улутауской свиты (около 400 м), черными кремнями, кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами мукасовской свиты (50 м), обломочными известняками, полимиктовыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, являющимися возрастными аналогами биягодинской свиты (менее 5 м). В 25 км к северу от оз. Ялангаскуль, в окрестностях деревень Идяш-Кускарово, Равилево и др., франские отложения, по данным [Маслов и др., 1999] представлены тефротурбидитами улутауской свиты (250–300 м), чередованием песчаников, кремнистых алевролитов и кремней, являющихся возрастными аналогами мукасовской свиты (600 м), граувакками нижней части биягодинской свиты (500 м). Выше залегает олистостром, относящийся к верхней (фаменской) части биягодинской свиты.

На широте оз. Ялангаскуль изученный нами разрез франских отложений следующий. Выше тефротурбидитов улутауской свиты залегают черные и темно-серые слоистые кремни. Они, по всей видимости, относятся частично к улутауской и к мукасовской свитам. Постепенно вверх по разрезу в кремнях появляются прослой мелко- и тонкозернистых песчаников с градационной сортировкой (дистальные турбидиты). Вверх по разрезу мощность прослоев песчаников увеличивается, они становятся крупно- и грубозернистыми. Цвет кремней становится серым и светло-серым. Образуемые ими прослой становятся маломощными и встречаются все реже. Приблизительно в 300 м от первого появления песчаников залегают микститы щебнево-дресвяные иногда с редкими глыбами, сложенными в основном слоистыми кремнями макроскопически ничем не отличимыми от тех, что переслаиваются с микститами.

Песчаники сложены обломками пород и минералов. Среди обломков пород преобладают порфиновые породы кислого состава и их основная масса с микрозернистой структурой. Обломки минералов представлены кварцем (20–30%), в меньшем количестве отмечаются полевые шпаты – ортоклаз и плагиоклаз. Зерна кварца имеют оплавленную, оскольчатую и остроугольную (треугольную) форму, нередко отмечаются заливообразные контуры, характерные для кварца эффузивных пород. Сортировка песчаников плохая. В одном шлифе можно наблюдать обломки от грубо- до тонкопесчаной размерности. Прилегают они друг к другу плотно, матрикса практически нет. Источником сноса, по всей видимости, служила

область вулканической активности, из которой пирокластический материал приносился обломочными и турбидными потоками, не претерпевая выветривания. Мощность толщи кислых вулканокластических пород около 350 м.

Выше следует толща полимиктовых граувакк. Переход к ней хорошо обнажен в глубокой ложбине на западном берегу оз. Ялангаскуль (N 53°01.691', E 58°25.669'). Здесь в интервале мощностью 10–15 м, среди кислых вулканокластических граувакк и микститов появляются редкие прослои полимиктовых граувакк. Их мощность постепенно возрастает с 5 до 20 см. Далее по разрезу кислые вулканокластические граувакки редки.

В обломочном материале полимиктовых граувакк обнаруживаются кварц, плагиоклаз, фрагменты вулканитов от кислого до основного состава, кремней, серицитовых и кварц-серицитовых сланцев, эпидотизированных вулканических пород, зерна гематита, известняки. Окатанность обломков средняя. Сортировка плохая, глинистый матрикс присутствует в незначительном количестве. Источником обломочного материала, по всей видимости, служила область распространения пород разного, преимущественно вулканического состава, которые были подвержены разрушению экзогенными процессами.

В нижней части толщи полимиктовых граувакк залегает 5 горизонтов серых иногда слоистых кремней и кремнистых алевролитов. К ним тяготеют единичные прослои выветрелых кислых вулканокластических граувакк и разрозненные небольшие (мощность до 1 м, протяженность до 10 м) линзы микститов с обломками кислых вулканитов.

Кремни и кремнистые алевролиты образуют гривки, хорошо выделяющиеся в рельефе (например, N 53°01.633', E 58°25.798'; N 53°01.601', E 58°25.900'). Прослеживая их можно видеть, что иногда в интервале около 50 м по простиранию состав их меняется: кремни переходят в кремнисто-глинистые породы, а далее исчезают из разреза, уступая место массивным грубозернистым грауваккам, вероятно, отлагавшимся в руслах глубоководного конуса выноса. На космоснимках таких участков можно выделить несколько, например, в окрестностях точек N 53°00.841', E 58°25.560'; N 52°57.925', E 58°24.311' и N 52°57.193', E 58°24.189'.

Последний прослой кремнистых пород расположен на восточном берегу оз. Ялангаскуль. Мощность интервала, в котором полимиктовые граувакки перемежаются с кремнистыми пачками составляет 600 м. Выше полимиктовые граувакки переслаиваются лишь с глинистыми сланцами. Общая мощность последовательности полимиктовых граувакк не менее 1700 м. Перекрывается она олистостромом, сложенным глыбами и более крупными блоками магматических и осадочных пород, в том числе известняками (например, в точках N 53°01.539', E 58°28.628'; N 53°06.376', E 58°30.538' и др.).

Таким образом, во франское время, после накопления кремней, залегающих в нижней части разреза, началось поступление тефротурбидитов из областей кислого эксплозивного вулканизма. В последующем в больших объемах стал приноситься вулканотерригенный материал. Некоторое время кластика поступала из двух источников одновременно, но позже принос материала из вулканически-активной области прекратился.

На широте оз. Ялангаскуль толща кислых граувакк заметно выделяется на фоне ниже и вышележащих отложений, но описаний ее не было найдено в материалах геологосъемочных, тематических стратиграфических и иных работ. По простиранию на расстоянии 10–15 км мощность этой толщи постепенно уменьшается до первых десятков м, а далее она вовсе исчезает из разреза. По всей видимости, с ней следует сопоставлять описанную Г.А. Мизенсом и Н.С. Клещенком [2005] пачку алевролитов, песчаников и кремнисто-глинистых пород мощностью 80–100 м в 6 и 12 км к северу от оз. Ялангаскуль, по ручьям Караелга и Икстимер.

*Исследования выполнены по теме государственного задания № 0252-2014-0003.*

#### Литература

Аржавитина М.Ю. Типы разрезов зилаирской свиты Магнитогорского мегасинклинария по минеральным компонентам // Докл. АН СССР. 1976. Т. 229. № 3. С. 679–682.



*Артюшкова О.В., Маслов В.А.* Стратиграфия «надмукасовских» отложений (фаменский ярус, зилаирская свита) на Южном Урале по конодонтам // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 2. С. 57–73.

*Маслов В.А., Артюшкова О.В., Нурмухаметов Э.М.* Франские отложения Магнитогорского мегасинклинория. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999. 82 с.

*Мизенс Г.А.* Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне ранней перми юга Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. 192 с.

*Мизенс Г.А., Клещенко Н.С.* Некоторые особенности геологии мукасовской свиты (верхний девон Южного Урала) // Ежегодник-2004. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 93–97.

## СЕДИМЕНТОЛОГИЯ ВЕНДСКИХ СИЛИКОКЛАСТИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ – ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИИ

**Хабаров Е.М.**

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН,  
KhabarovEM@ipgg.sbras.ru*

В стратиграфических схемах нефтегазоносных отложений венда и нижнего кембрия Непско-Ботуобинской антеклизы, представленных в нижней части силикокластическими образованиями, а в верхней – карбонатно-эвапоритовыми, большое значение придается крупным региональным перерывам, которые, по существу, создают основу для корреляции свит и продуктивных горизонтов. В частности, ботуобинский продуктивный горизонт согласно принятым схемам расчленения отделен от ниже- и вышележащих отложений поверхностями перерыва. В результате на северо-востоке Непско-Ботуобинской антеклизы ботуобинский горизонт, сложенный песчаниками, включается в бюкскую существенно карбонатную свиту в качестве нижней подсвиты. Вместе с тем, ниже залегает силикокластическая курсовская свита.

В последнее десятилетие в результате проведенных геолого-разведочных работ получен очень качественный керновый материал, который позволяет проводить детальные седиментологические работы с реконструкцией обстановок седиментации и разномастных трендов в развитии бассейна. Разноплановое изучение керна разными методами (от ультрамикроскопического до макроскопического) совместно с анализом ГИС нескольких скважин показало, что в основании ботуобинского горизонта нет признаков продолжительного перерыва, причем нижележащие аргиллиты с прослоями алевролитов связаны с песчаниками постепенными переходами. Наиболее хорошо это проявляется в одной из скважин, пробуренной в восточных блоках Средне-Ботуобинского месторождения. Ниже приводятся результаты комплексного седиментологического изучения керна этой скважины и доказываются отсутствие перерыва в осадконакоплении в основании ботуобинского продуктивного горизонта.

Курсовская свита с несогласием залегает на гранито-гнейсах нижнего протерозоя и сложена силикокластическими отложениями от конгломератов, крупных гравелитов, гравелитистых песчаников до средне-крупнозернистых и мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов с общим трендом на уменьшение зернистости вверх по разрезу. По составу песчаники и гравелито-песчаники преимущественно полевошпат-кварцевые, реже литит-полевошпат-кварцевые. Полевые шпаты представлены, главным образом, калиевыми разновидностями, реже плагиоклазами. Количество полевых шпатов в основной части разреза варьирует от 20 до 40%, при среднем содержании около 30%. Кроме того, в породах часто отмечаются обломки (до 10%) глинистых пород, гранитоидов, эффузивов, кварцитов. Характерна плохая и реже умеренная сортировка материала. Преобладают неокатанные и

среднеокатанные обломки. Цемент поровый и пойкилитовый кальцитовый, доломитовый или доломит-ангидритовый, пленочно-поровый, поровый и базальный глинистый (хлорит-гидрослюдистый), поровый железистый и/или пиритовый и, реже, регенерационный кварцевый. Развитие различных типов цементов по разрезу неравномерное. В скважине при петрографическом и ультрамикроскопическом изучении некоторых образцов наряду с многочисленными выделениями позднего (поверхностного) галита фиксируется крупнокристаллический галит заполнения пор.

Нижнебюкская подсвета сложена песчаниками от мелкозернистых до средне-крупно-зернистых и крупнозернистых с общим трендом на возрастание зернистости вверх по разрезу. По составу песчаники преимущественно полевошпат-кварцевые и кварцевые (в верхней части разреза). ПШ представлены главным образом, калиевыми разновидностями, реже плагиоклазами. Количество полевых шпатов в основной части разреза варьирует от 5 до 15%, при среднем содержании около 10%. Кроме того, в песчаниках часто отмечаются обломки (в основном 1–2%, редко до 5%) глинистых пород, которые являются или интракластами, или продуктом глинизации ПШ и эффузивов (фиксируются реликты первичной структуры). Цемент поровый пойкилитовый доломитовый или доломит-ангидритовый, пленочно-поровый глинистый (хлорит-гидрослюдистый) и/или железисто-глинистый, поровый железистый и/или пиритовый, регенерационный кварцевый. В шлифах новообразованный кварц часто трудно идентифицировать, однако линейные границы между зернами (срезы восстановленных при регенерации кристаллографических граней) позволяют судить о достаточно широком развитии процессов регенерации. Это подтверждают и данные электронной микроскопии, согласно которым практически на всех зернах кварца видны каемки нарастания с идиоморфными кристаллами. Ангидрит-доломитовый поровый цемент, как и кварцевый регенерационный, встречается по всему разрезу. Характерной особенностью ботубинских песчаников является примесь рудных минералов и пирита. Они в основном концентрируются в межзерновом пространстве, выступая в роли порового цемента, часто совместно с глинистым веществом.

Наблюдается засоление ботубинских песчаников. Этим разрез нижнебюкской подсветы изученной скважины отличается от разрезов, вскрытых соседними скважинами. Обычно галит в песчаниках связан с выпадением из высококонцентрированных поровых растворов в результате испарения после поднятия керна на поверхность. Крупнокристаллический галит более ранней модификации, заполняющий поры и каналы, отмечался крайне редко. В изученной скважине наряду с многочисленными выделениями позднего галита (и сильвина) крупнокристаллический галит заполнения пор фиксируется при петрографическом и ультрамикроскопическом изучении большинства образцов.

В зависимости от типа слоистости и поверхностных знаков гравелиты, песчаники и алевролиты курсовской и бюкской свит подразделяются на литологические типы с доминированием горизонтальной и пологой наклонной слоистости, линзовиднослоистые, косослоистые, с разнонаправленной косой слоистостью, с флазерами и двойными слоями аргиллитов, градационнослоистые, с оползевыми структурами. Среди аргиллитов в силикокластической части разреза выделяются микро-тонкогоризонтальнослоистые аргиллиты, аргиллиты со структурами оползания, алевролитовые аргиллиты с градационной слоистостью. Отдельно рассматривается как тип отложений очень маломощные пакеты тонкого переслаивания песчаников и аргиллитов с трещинами усыхания.

В разрезе скважины выделяются разномасштабные циклы, обычно с резкой нижней границей, однако природа этих циклов, наполнение и направленность в изменении состава отложений существенно различаются. Выделяются циклы метрового (до 5 м) и более крупного (до 10 и более м) масштаба.

Рассмотрим эволюцию обстановок седиментации силикокластических комплексов. В курсовское время фиксируется четкий тренд от грубообломочных отложений к аргиллитам, отражающий смену обстановок от континентальных аллювиальных обстановок к приливно-отливным равнинам и далее к умеренно глубоководным морским.

В начале курсовского времени осадконакопление плохо сортированных грубообломочных отложений происходило в пределах проксимальной и средне-дистальной частей небольшого аллювиального конуса выноса. В разрезе фиксируются метрового масштаба аллювиальные циклы, в составе которых грубообломочные отложения сменяются более мелкозернистыми в наиболее значимые эпизоды отмирания временных русел. Далее седиментация происходила на аллювиальной равнине в мелких реках с твердым донным стоком. Аллювиальные циклы фиксируют смену гравелитовых отложений преимущественно песчаными в наиболее значимые эпизоды отмирания русел. В этот период практически весь глинистый материал выносился речными потоками. Однако многочисленные интракласты аргиллитов в основании слоев показывают, что глинистый материал в небольшом объеме все-таки отлагался, но был эродирован при формировании новых русел.

Позднее аллювиальная равнина с доминированием мелких рек с твердым донным стоком сменилась приморской аллювиальной равниной с многочисленными мелкими руслами. Верхние части аллювиальных циклов метрового масштаба указывают на наиболее заметные эпизоды отмирания русел и формирование междуречных отложений и иногда прирусловых валов? (градационные прослойки). В аллювиальных циклах метрового масштаба часто фиксируются последовательности более мелкого масштаба с уменьшением зернистости вверх по разрезу, которые завершаются аргиллитами с трещинами усыхания. Эти данные показывают, что индивидуальные русла были очень мелкими и глубина их не превышала 0.5 м. Вероятно также, что заполнение русел происходило с перерывами из-за «мерцающего» режима рек.

Далее фиксируются обстановки приливно-отливной равнины. Структура разреза мало изменилась. Также выделяются циклы заполнения русел (приливно-отливных каналов) метрового и более мелкого масштаба. Однако отложения стали преимущественно песчаными и в породах часто отмечается разнонаправленная (шевронная) слоистость, свидетельствующая о влиянии приливно-отливных течений на седиментацию. На заключительной стадии формирования преимущественно песчаного разреза курсовской свиты в пределах приливно-отливной равнины сформировалась мелководная депрессия с последующим ее заполнением и формированием очень маломощной песчаной отмели.

Позднее ситуация в бассейне осадконакопления резко изменилась. Произошло его быстрое углубление с накоплением алевритисто-глинистых осадков на средне-глубоком шельфе, выше и ниже штормового базиса волнения. Мелкие оползневые образования указывают на относительно заметный угол наклона дна. На фоне общего тренда на углубление отмечаются циклы метрового масштаба, указывающие на периодические углубления бассейна с последующими незначительными обмелениями.

В раннебюкское время после максимального затопления бассейна фиксируется постепенное выдвижение крупной баровой системы с общим трендом на возрастание зернистости вверх по разрезу. На фоне общего тренда на выдвижение бара отмечаются седиментационные циклы метрового масштаба с возрастанием зернистости вверх по разрезу, которые отражают кратковременные периоды его отступления с последующим выдвижением и, возможно, одного нечетко выраженного цикла (с уменьшением зернистости вверх по разрезу) заполнения приливно-отливного канала с последующей переработкой волнением. В начале седиментация мелкозернистых песков происходила в нижней части фронта бара с относительно крутым склоном и образованием оползней. Далее формировались более крупнозернистые пески верхней части фронта бара, которые находились под влиянием волнения (в том числе штормового) (резкие границы слоев, фрагменты волновых знаков ряби и бугорчатой слоистости) и, иногда, течений. Выше реконструируется обстановка гребня бара с образованием горизонтальнослоистых, однородных и косослоистых преимущественно крупнозернистых песков. На завершающей стадии произошло незначительное постепенное отступление бара с последующим выдвижением. Далее отмечается резкое снижение количества поступающего силикокластического материала в бассейн и формирование преимущественно карбонатных отложений верхнебюкской подсвиты.

Приведенные результаты исследований показывают, что песчаники нижнебюкской подсветы генетически связаны с нижележащими аргиллитами и представляют собой отложения крупной баровой системы, которая по классической схеме проградировала в сторону более глубоководной части бассейна.

## МЕТАМОРФИЗМ УГЛЕЙ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ СТЕПЕНИ ЛИТИФИКАЦИИ РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТАТАРСКОГО СВОДА

**Хасанов Р.Р., Гафуров Ш.З., Муллакаев А.И., Рахимзянов А.Х.**

*Казанский федеральный университет, rinat.khassanov@kpfu.ru*

Одной из важнейших задач нефтяной геологией является обеспечение прироста запасов, которое достигается повышением эффективности прогноза и поисков новых нефтяных залежей. Для прогнозно-поисковых построений используют в качестве индикатора процессов нефте- и газообразования [Вассоевич, 1988] степень катагенетического преобразования органического вещества. Определение степени катагенетического преобразования органического вещества эффективно производится углепетрографическим методом, который основан на определении показателя отражательной способности витринита ( $R_o$ ). Наиболее достоверные результаты о степени литификации осадков могут быть получены при непосредственном изучении ископаемых углей, которые часто присутствуют в нефтегазоносных бассейнах.

В пределах Волго-Уральской нефтеносной провинции сконцентрированы проявления ископаемых углей, приуроченные к визейским отложениям раннего карбона. Визейские отложения в то же время являются и нефтеносными. Визейская терригенная толща заполняет эрозионно-карстовые врезы в пределах Северного и Южного куполов Татарского свода и межкупольных впадин [Петрографические..., 2001]. Количество угольных пластов во врезках обычно составляет от 1 до 3, из которых наиболее мощным является средний пласт. Его мощность достигает 10–30 м при глубине залегания 900–1400 м. Контуры угольных залежей контролируются границами врезов. Характер угленакопления различается в зависимости от структурного положения залежей. На склонах Южно-Татарского свода угленакопление происходило в пределах локализованных врезов. Угольные залежи здесь характеризуются меньшей площадью распространения, большей мощностью и меньшей глубиной залегания. На восточном борту Мелекесской впадины угленакопление носит площадной характер. Это выражается в увеличении площади залежей при одновременном уменьшении мощности угольных пластов и возрастании глубины их залегания.

Угленосная формация карбона образовалась в условиях жаркого, увлажненного с сезонной засушливостью климата [Петрографические..., 2001]. Угленосные отложения, сформированные внутри стабильной платформы, вследствие преимущественно карбонатного обрамления торфяников характеризуются относительной однородностью минерального состава терригенного материала и обеднены микрокомпонентами. По своей природе угли гумусовые. В целом они характеризуются зольностью 15–26%, высоким выходом летучих веществ – 41–48%, сернистостью – 3.1–4.2%, теплотой сгорания – 29.9–31.4 МДж/кг, тугоплавкостью золы. По параметрам качества и петрографическим особенностям визейские угли Татарстана являются аналогом углей Подмосковского бассейна. Угли большей частью метаморфизованы до каменноугольной (марка Д) стадии, но участками сохраняют свойства бурых (БЗ).

Проведенные нами исследования метаморфизма углей по показателю отражения витринита показали неоднородное распределение этого показателя в пределах угленосной площади. Значения  $R_o$  в пределах рассматриваемой территории варьируют в достаточно широ-

ком диапазоне от 0.44 до 0.73%. Они демонстрируют отчетливо выраженную тенденцию к возрастанию по направлению с севера на юг, а также на запад и северо-запад от купольной части Южно-Татарского свода. Минимальные значения показателя отражения витринита (0.44–0.51%, средневзвешенные 0.47%) зафиксированы в углях Красно-Ярской залежи, расположенной на восточном склоне Северо-Татарского свода на севере Татарстана. Наибольшие значения  $R_0$  установлены в южной части Татарстана в районе западного склона Южно-Татарского свода и восточного борта Мелекесской впадины, где отмечаются наибольшие глубины погружения угольных пластов. В этих участках земной коры показатель отражения витринита в углях достигает значения 0.73% в отдельных образцах (средневзвешенные значения по разным залежам – 0.58 % и 0.66%).

Таким образом, максимальный метаморфизм углей (каменные марки Д) зафиксирован в тех участках угольного бассейна, где угольные пласты залегают на максимальных глубинах. Основным фактором углефикации органического вещества является повышение температуры с глубиной залегания. Эпигенетическое преобразование углеводородных визейских отложений по значениям  $R_0$  соответствует границе ПК<sub>3</sub>–МК<sub>1</sub> (граница диагенеза и катагенеза) [Вассоевич, 1988]. Эта граница отвечает самой верхней границе зоны нефтеобразования, которая фиксируется сменой буроугольной степени (0.3–0.49 для марки Б3) углефикации органического вещества каменноугольной (0.5–0.64 для каменных марки Д). По существующим представлениям [Вассоевич, 1988] в этих условиях только начинается зарождение нефти и, можно предположить, что они недостаточны для образования значимых нефтяных залежей. Промышленная нефтеносность визейских отложений может быть объяснена с позиции перетока нефтяных фракций из более глубоких горизонтов земной коры по зонам разломов и трещиноватости. Нижележащие девонские отложения в силу большей глубины залегания, более высоких температур и значительного содержания органического вещества (доманиковые фации) отвечают требованиям к нефтематеринским породам, что подтверждается также высокой степенью их нефтеносности.

Метаморфическая зональность углей осложняется неоднородностью геотермического поля на рассматриваемой территории. По данным промысловых исследований [Христофорова и др., 2004], произведенных по нефтяным скважинам, максимальный перепад температур на уровне абсолютной отметки –1000 м в Приволжском регионе достигает 30 °С. Температуры колеблются в пределах 14.25–48.2 °С. Строение теплового поля тесно связано с тектоническим строением территории и характеризуется относительно низкими температурами в районе Северо-Татарского свода и их повышением в участках, расположенных в пределах Южно-Татарского свода и непосредственно прилегающих к нему. По данным тех же авторов [Христофорова и др., 2004], отмечается тесная связь температурного режима с подземными водами, в результате глубокой инфильтрации которых происходит снижение температурного фона. Подобная картина наблюдается в пределах Северо-Татарского свода. Таким образом, можно предположить, что формирование нефтяных месторождений в рассматриваемом регионе происходило многостадийно в результате действия многих факторов.

Полученные результаты уточняют представления о характере литификации раннекаменноугольных отложений и могут быть использованы для прогнозных исследований.

### Литература

- Вассоевич Н.Б. Избранные труды. Нефтегазаносность осадочных бассейнов. М: Наука, 1988. 260 с.
- Петрографические типы визейских углей Камского бассейна. Атлас. Казань: Изд-во КГУ, 2001. 132 с.
- Христофорова Н.Н., Непримеров Н.Н., Христофоров А.В. и др. Тепловой режим и оценка перспектив нефтегазаносности Приволжского региона // Георесурсы. 2004. № 1. С. 24–27.

## ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И СОСТАВ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ СРЕДНЕОБСКОЙ НГО

Храмцова А.В., Кудаманов А.И., Карпова М.С.

ООО «Тюменский нефтяной научный центр», [avkhramtsova@rosneft.ru](mailto:avkhramtsova@rosneft.ru)

На основании результатов комплексного анализа керна и каротажных кривых (ГИС) баженовская свита (БС) на территории Среднеобской нефтегазоносной области (НГО) по слоям с апорадиоляритами делится на 4 пачки (салымский тип разреза). Слои с апорадиоляритами характеризуются пониженными значениями  $C_{\text{орг}}$ , урана и микроэлементов (V, Sr и др.), относительно преобладающих глинисто-кремневых и глинисто-карбонатно-кремневых пород, и четко выделяются по снижению гамма-активности (ГК). Максимальная мощность карбонатных прослоев до 3 м фиксируется в пачке 2, уменьшение их наблюдается на запад и север.

Отложения баженовской свиты Среднеобской НГО охарактеризованы керном 14 скважин 10 месторождений (Правдинское, Тепловское, Мамонтовское, Угутское и др.). Вынос керна составил 388.9 м, процент выноса по скважинам – 56–99%. Мощность баженовской свиты в районе работ изменяется от 24 до 36 м. В результате изучения керна из отложений БС выделены следующие литотипы: глинисто-кремневые породы (1); глинисто-карбонатно-кремневые (2); кремнево-глинистые (3); радиоляриты (4); карбонатные породы (5); силициты (6), каустобиолиты (7). Породы литотипов 1 и 2 являются преобладающими по разрезу свиты. Мощности других литотипов не превышают 5–10 м. Отмечается подавляющее преобладание биогенного осадконакопления над терригенным [Немова, 2012; Эдер и др., 2015]. Это связано с повышением базиса эрозии, уменьшением градиента наклона речных русел, а также с широким развитием процессов пенеппенизации на континентальном обрамлении и низкой тектонической активностью на суше и внутри бассейна, куда практически не доносился терригенный материал.

*Глинисто-кремневые (1), глинисто-карбонатно-кремневые (2) отложения и силициты (6)* характеризуются достаточно высоким содержанием урана, кремнезема  $\text{SiO}_2$  (> 60%), ванадия V (0.04%), стронция Sr (0.03%), S – 0.6%, Ba – 0.5%. Содержание органического вещества (ОВ) изменяется в пределах 15–20%, пирита – 10%, карбонатов – 1–2%, обломочного материала – 2–3%. ОВ дисперсное, пигментирует породы в темно-бурый цвет и образует микролинзы, ориентированные по наслоению. Глинистый материал преимущественно гидрослюдистого состава. В отдельных скважинах отмечается высокое содержание смешаннослойных минералов (ССО) и каолинита (в восточной и северной частях изучаемой территории). Обломочный материал представлен рассеянными обломки кварца и полевого шпата. Карбонатный материал представлен кальцитом и/или доломитом. Органические остатки: ихтиодетрит, кости рыб, кокколитофориды, реликты радиолярий и др.

В литотипах 2, 6 содержания  $C_{\text{орг}}$  в среднем составляет 12%. Выход продуктов (S2) изменяется в широких пределах – 2.6–212 мг/г.  $T_{\text{max}}$  изменяется от 421 до 443 °С, в среднем составляет 436 °С. Водородный индекс (НИ) изменяется от 242 до 748 мг УВ/г  $C_{\text{орг}}$ , кислородный индекс (ОИ) – 1–5 мг  $\text{CO}_2$ /г  $C_{\text{орг}}$ . Генерационный потенциал от удовлетворительного до отличного. Кероген по водородному индексу I, II типа.

*Кремнево-глинистая порода (3)* состоит в основном из кремнисто-глинистой массы, ОВ – 15–20%, пирита – 5%, обломочного материала – 3–5%, с примесью карбонатного материала – 2–3%, с примесью сульфатов до 3%, с органическими остатками – 1–2%. Содержание  $\text{SiO}_2$  составляет 33.3–79.7%,  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0.3%, V – 0.009%, Sr – 0.02%, S – 0.04%, Ba – 0.09%. Литотип 3 характеризуется относительно низким содержанием микроэлементов. По данным РСА в кремнево-глинистой породе содержание каолинита составляет 15–46%, хлорита – 3–31%, гидрослюды – 13–52%, ССО – 7–31%. Карбонатная составляющая представлена кальцитом, реже доломитом. Сульфаты образуют линзы, представленные кристаллически-

ми агрегатами барита и ангидрита. Органические остатки: ихтиодетрит, кости рыб, кокколитофориды. В кремнево-глинистых породах содержание  $C_{\text{орг}}$  – 3.0–16.8%,  $\text{HI}$  – 345–706 мг УВ/г  $C_{\text{орг}}$ ,  $T_{\text{max}}$  – 422–441 °С,  $S_2$  – 15.9–99.4 мг/г. Нефтегенерационный потенциал изучаемых пород от очень хорошего до отличного.

*Радиоляриты (4)* сложены в основном халцедоном (~50–60%). Между агрегатами халцедона отмечается бурое ОВ или глинисто-кремневый скрытокристаллический агрегат. Содержание  $\text{SiO}_2$  составляет 70.4%,  $\text{CaO}$  – 0.75%,  $\text{MgO}$  – 0.5%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 6.9%,  $\text{V}$  – 0.05%,  $\text{Ba}$  – 0.2%. В слоях с радиоляритами установлено минимальное содержание  $C_{\text{орг}}$  – 0.9–6.7% (среднее – 3.3%),  $\text{HI}$  – 316–631 мг УВ/г  $C_{\text{орг}}$ ,  $T_{\text{max}}$  – 435–442 °С,  $S_2$  – 2.7–42 мг/г. Нефтегенерационный потенциал изучаемых пород от очень бедного до отличного.

Скелетные остатки радиолярий являются одним из основных породообразующих компонентов баженовской свиты. С этими прослоями ассоциируются коллекторы нефти в баженовской свите [Немова, 2015]. Появление слоев с радиоляритами объясняется периодическим соединением баженовского моря и арктического бассейна, способствующим вспышкам биопродуктивности планктона [Баженовский..., 1986].

*Карбонатные породы (5)* представлены преобразованными радиоляритами: апорадиоляритовыми известняками и доломитами. Отложения четко выделяются по каротажу, при мощности более 20 см и служат репером при корреляции разреза баженовской свиты. В УФ свете породы имеют слабое желтое свечение. Бурое ОВ имеет неравномерное распределение. Прослой карбонатных пород характеризуются низким содержанием  $C_{\text{орг}}$  (< 2%), микроэлементов и глинистых минералов. Тип коллектора смешанный (порово-трещинный, кавернозный).

*Известняки апорадиоляритовые* сложены кальцитом. Содержание  $\text{CaO}$  изменяется от 17.8 до 20%,  $\text{MgO}$  – 1.1–3%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 2–11%,  $\text{K}_2\text{O}$  – до 0.6%. Содержание  $\text{SiO}_2$  составляет 44–67%,  $\text{P}_2\text{O}_3$  – 0.1%,  $\text{V}$  – 0.008%,  $\text{Sr}$  – 0.02%,  $\text{S}$  – 0.1%,  $\text{Ba}$  – 0.2%.

*Доломиты апорадиоляритовые* состоят из карбонатизированных радиолярий, неравномерно битуминизированы, обогащены пиритом (1–2%), содержат примесь глинистого материала. Мощность прослоев до 20–30 см. Доломиты апорадиоляритовые характеризуются повышенным содержанием  $\text{CaO}$  – 26.5%,  $\text{MgO}$  – 19.9%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 3.6%,  $\text{K}_2\text{O}$  – 0.4%. Содержанием  $\text{SiO}_2$  составляет 28.4%,  $\text{P}_2\text{O}_3$  – 0.3%,  $\text{V}$  – 0.06%,  $\text{Sr}$  – 0.2%,  $\text{S}$  – 1.9%,  $\text{Ba}$  – 1.3%.

По наличию слоев апорадиоляритов баженовская свита в районе работ делится на четыре пачки (снизу вверх). Границы пачек четко выделяются по каротажным диаграммам (снижение ГК) и керну. Мощность пачек изменяется от 3 до 10–12 м.

*Пачка 1* (нижняя) представлена преимущественно кремнево-глинистыми, глинисто-кремневыми породами с карбонатным апорадиоляритовым прослоем (мощностью до 30 см) в кровле. Пачка 1 характеризуется плавным увеличением снизу вверх по разрезу гамма-активности за счет увеличения содержания урана; в том же направлении увеличивается содержание  $C_{\text{орг}}$ . В прослоях с апорадиоляритами радиоактивность пород, содержания тяжелых металлов  $\text{V}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Zn}$  и других микроэлементов, а также глинистых минералов минимальные. Мощность пачки составляет 3–6 м.

*Пачка 2* выделяется в центральной части свиты, кровля пачки выделяется по уменьшению значений ГК и снижению содержания урана,  $C_{\text{орг}}$  и микроэлементов. Представлена глинисто-кремневыми породами, вверх по разрезу пачки увеличивается частота встречаемости и мощность карбонатных прослоев (до 3–5 м), представленных апорадиоляритовыми известняками и доломитами. Мощность пачки составляет 10–15 м. Пачка 2 характеризуется наибольшей мощностью карбонатных прослоев, уменьшение которых наблюдается на запад и север (от 3–5 м до 30 см). Основным источником поступления кальция в отложения баженовской свиты служили раковины двустворок, кокколитофориты [Эдер и др., 2015].

*Кровля пачки 3* выделяется в верхней части свиты по первому максимальному снижению ГК и слою с апорадиоляритами мощностью более 20 см. Боковая линия ГК изрезанная, что свидетельствует о литологической неоднородности интервала. Пачка представлена чередованием глинисто-кремневых, карбонатно-глинисто-кремневых, глинисто-карбонатно-

кремневых пород со слоями радиоляритов. Отмечаются тонкие слойки (1–2 мм) и серии слойков с интенсивным желтым свечением в УФ свете – каустобиолиты, состоящие из ОВ (60–70%), обломочного (до 10%) и глинистого материала (20–30%). По литературным источникам такие породы относят к туфам [Панченко и др., 2015]. Мощность пачки изменяется до 12–13 м. Пачки 2 и 3 характеризуются максимальными значениями ГК,  $C_{орг}$  и урана.

Пачка 4 выделяется в верхней части свиты. Характеризуется постепенным снижением радиоактивности за счет уменьшения содержания урана. Пачка представлена преимущественно кремнево-глинистыми породами с прослоями глинисто-кремневых, карбонатно-глинисто-кремневых пород с линзовидными карбонатно-сульфатными конкрециями, отмечаются кальцисферы, кокколитофориды, остракоды. Мощность пачки составляет 2–5 м.

Приведенные выше данные позволяют сделать вывод, что баженовская свита представлена преимущественно глинисто-кремневыми, глинисто-карбонатно-кремневыми породами с прослоями силицитов и карбонатных пород (апордиоляритовые известняки и доломиты). Отмечается преобладание биогенного осадконакопления над терригенным. Основным породообразующим материалом являлись остатки планктона с кремневым скелетом.

Глинисто-карбонатно-кремневые и глинисто-кремневые породы изучаемых отложений характеризуются высокой естественной гамма-активностью, аномальными содержаниями  $C_{орг}$  (> 5–10%), урана и микроэлементов (V, S, Ba, Mo и др.), хорошим и отличным генерационным потенциалом. Кероген I и II типа.

По слоям апордиоляритов и снижению ГК баженовская свита делится на четыре пачки. В центральной части разреза (пачка 2) отмечаются максимальные мощности (до 3–5 м) карбонатных пород, которые имеют слабое желтое свечение в УФ свете и являются приточными интервалами. Во Фроловско-Тамбейской структурно-фациальной зоне, в центральной части разреза (пачка 2) отмечаются максимальные суммарные мощности слоев с апордиоляритами относительно Пурпейско-Васюганской зоны.

В пачке 3 выделены тонкие интенсивно светящиеся в УФ свете желтым цветом породы – каустобиолиты. Пачки 2 и 3 характеризуются повышенными значениями ГК, урана,  $C_{орг}$  и микроэлементов.

### Литература

Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность). Новосибирск: Наука, 1986. 217 с.

Немова В.Д. Условия формирования коллекторов в отложениях баженовского горизонта в районе сочленения Красноленинского свода и Фроловской мегавпадины // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012. Т. 7. № 2. [http://www.ngtp.ru/rub/4/23\\_2012.pdf](http://www.ngtp.ru/rub/4/23_2012.pdf)

Немова В.Д. Особенности постседиментационных преобразований радиоляритов баженовской свиты // Эволюция осадочных процессов в истории Земли. Т. 1. М.: РГУ нефти и газа, 2015. С. 247–249.

Панченко И.В., Камзолкин В.А., Латышев А.В., Соболев И.Д. Туфы и туффиты в баженовском горизонте (Западная Сибирь) // Эволюция осадочных процессов в истории Земли. Т. 1. М.: РГУ нефти и газа, 2015. С. 258–260.

Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Занин Ю.Н., Хабаров Е.М., Ян П.Я. Особенности формирования баженовской свиты при переходе от юры к мелу в центральной части Западной Сибири // Литосфера. 2015. № 3. С. 17–32.



## ПРОЦЕССЫ ПЛАТФОРМЕННОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ГУМИДНЫХ ЛАНДШАФТАХ ПОГРАНИЧНОЙ МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВОЙ ЭПОХИ ДЕСТРУКТИВНОГО ТЕКТОГЕНЕЗА НА ТЕРРИТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЕВРАЗИИ

Цеховский Ю.Г.

*Геологический институт РАН, tsekhovsky@mail.ru*

В геологической истории Земли, вслед за Е.Е. Милановским, выделяют два типа эпох тектогенеза: с доминированием процессов сжатия и – растяжения земной коры. Их соответственно именуют контракционными (или конструктивными) и экспансионными (деструктивными). На континентах для эпох конструктивного тектогенеза характерными признаками являются проявления орогенеза, складчато-надвиговых деформаций и накопление орогенных моласс. С эпохами деструктивного тектогенеза связывают интенсивное рифтообразование и базальтовый вулканизм, а также – пенепленизацию рельефа, формирование кор выветривания и продуктов их перемыва, активизацию гидротермальной деятельности, возникновение единичных грабенов или их поясов. В геологической истории Земли (как и в настоящее время) наиболее часто проявлялась эпоха конструктивного тектогенеза и поэтому, основываясь на методе актуализма, ее процессы осадконакопления хорошо изучены. Хуже обстоит дело с познанием условий осадконакопления вымерших эпох деструктивного тектогенеза, которые фиксируются значительно реже. В процессе исследований подобных эпох было установлено, что все звенья цепи литогенеза (подготовка материала в областях денудации, его транспортировка, осаждение и диагенез) в то время резко отличались от современных.

Кратко рассмотрим это на примере пограничной мел-палеогеновой эпохи деструктивного тектогенеза для областей с гумидным палеоклиматом на территории Центральной Евразии. Она датируется здесь в диапазоне времени с конца кампана или начала маастрихта до первой половины среднего эоцена. В это время, согласно данным [Цеховский, 2015а, 2015б], в обстановках доминирования процессов растяжения земной коры древняя платформенная суша с гумидным субтропическим климатом была пенеплензирована и покрыта чехлом площадных кор выветривания (преимущественно каолиновых и, местами, латеритных – в карстовых областях). Она охватывала территорию Восточной Сибири, Северного Казахстана, прилегающих южных районов Западной Сибири и северной части Восточно-Европейской платформы, и на ней накапливались продукты перемыва кор выветривания (кварц-каолиновые или бокситоносные толщи). При этом большую часть территории Центральной Евразии занимали Южно-Русское, Западно-Сибирское и Туранское платформенные моря, где аккумуляровались отложения глауконитово-кремнистой формации [Муравьев, 1983; Цеховский, 2015а]. В ее строении доминируют глины (нередко бентонитовые), силициты (трепела, опоки, диатомиты, кремни), кварцевые песчаники с кремнистым цементом, карбонатные породы (писчий мел или мергели), фосфаты. Аутигенные минералы представлены глауконитом, цеолитами, опалом, халцедоном. В палеоценовом хоперском горизонте (заполняющем карстовые воронки на Воронежской антеклизе) появляются гетитовые железные руды, каолинит-глиноземистые породы и алюмосульфаты.

Установлен важный вклад вулканизма и гидротерм в образование глауконитово-кремнистой формации [Муравьев, 1983; Цеховский, 2015а]. К продуктам вулканизма относятся скопления вулканического пепла или его рассеянными частичками в терригенных и хемогенных породах. Однако большая их часть при гальмиролизе была преобразована в камуфлированную пирокластическую, представленную монтмориллонитовыми (нередко бентонитовыми) глинами, глауконитом, цеолитом и выделениями опала. В пользу широкого привноса компонентов в осадочные бассейны гидротермами свидетельствует наличие множества субвертикальных кремнистых даек в палеоценовом осадочном чехле, куполовидных

кремнистых или железистых наддайкиковых тел в местах разгрузки термальных растворов, а также наличие кремнистых, гетитовых или фосфатных метасоматитов по писчему мелу или мергелям. Ниже кратко охарактеризуем особенности процессов литогенеза пограничной мел-палеогеновой эпохи.

*Мобилизация вещества и его транспортировка.* На пенеппенизированной суши при гумидном субтропическом климате формировался покров мощных площадных кварц-каолиновых или латеритных кор выветривания. В настоящее время, вслед за В.Н. Разумовой (1977 г.), ряд геологов считают, что их возникновению благоприятствовали восходящие термальные растворы, которые смешиваясь с грунтовыми водами, активизировали процессы химического выветривания пород. За счет эрозии верхних зон кор выветривания в области аккумуляции поступали преимущественно зрелые по составу и красноцветные кварц-каолиновые, песчано-глинистые или бобово-глинистые бокситоносные породы с небольшой примесью исходных невыветрелых алюмосиликатных минералов.

*Условия осадконакопления и диагенеза на древней суши* характеризуемой эпохи на-более подробно охарактеризованы в публикации [Цеховский, 1987]. В пенеппенизированных ландшафтах областей аккумуляции медленно текущие водотоки не способствовали формированию глубоких врезов эрозионно-речной сети с образованием речных долин и крупных озерных котловин. В большинстве случаев возникали мелкие водотоки и водоемы. В периоды дождей преимущественно песчано-глинистые (плохо водопроницаемые) породы осадочного чехла слабо впитывали выпадавшие атмосферные осадки и препятствовали возникновению больших запасов грунтовых вод. В большинстве случаев формировались своеобразные временные потоки – равнинный пролювий плоскостного смыва, который осушался после прекращения дождей. При этом фации рек и озер (господствующие в современных гумидных ландшафтах) в рассматриваемую эпоху встречались редко, а накопление большинства осадков осуществлялось в условиях субаэрального диагенеза. Последний проявлялся при осушении осадков, а также их преобразованиях в почвах и почвенно-грунтовых водах. При длительных перерывах осадконакопления (возникновению которых способствовали небольшие объемы терригенного материала, привносимого из пенеппенизированных областей денудации) на месте почв формировались внутрiformационные коры выветривания, в которых происходило преобразование (довыветривание) свыше 50% осадков.

В характеризуемую эпоху на территории с гумидным климатом породы, возникшие с участием субаэрального диагенеза, имели красные или пестроокрасные окраски. В них было окислено и разрушено органическое вещество; главными аутигенными минералами являлись: гематит и гетит, а также свободный кремнезем (опал, халцедон) в кварц-каолиновых толщах, или гиббсит – в бокситах. Данные минералы наиболее широко представлены в кремнистых, железистых или глиноземистых кирасах. При этом сероцветные аллювиальные, озерные и болотные отложения, испытавшие обычный (субаквальный) диагенез и содержащие органическое вещество, а также пирит или сидерит, встречаются редко. Обнажаясь на поверхности в окислительной среде они приобретают белую окраску и резко выделяются на фоне красноцветно-пестроцветных пород.

*Особенности осадконакопления и диагенеза морских отложений* глауконитово – кремнистой формации пограничной мел-палеогеновой эпохи на рассматриваемой территории раскрыты в работах [Муравьев, 1983; Цеховский, 2015а, 2015б; Цеховский и др., 2005а, 2005б] и серии статей авторов этих публикаций, совместных с другими геологами; им также посвящены исследования В.П. Казаринова, Ю.П. Казанского, А.В. Вана, У.Г. Дистанова, С.А. Калуцкой, Б.В. Аскоченского и ряда других геологов. В это время с пенеппенизированной, суши (покрытой мощным чехлом кор выветривания) в прилегающие платформенные моря поступали небольшие объемы терригенного материала, основная часть которого осаждалась, образуя линзы кварц-каолиновых пород вдоль побережий. Примесь зерен кварца и каолинита, поступивших с суши, присутствует также в диатомитах, формирующихся на некотором удалении от побережий по направлению к центру моря. Кроме того, диатомеи для своей жизнедеятельности использовали свободный кремнезем, поступавший из кор вы-

ветривания. Последние поставляли и большие объемы соединений кальция, при осаждении которого кокколитами формировались пясчистый мел и мергели.

Выше отмечалось, что большинство упомянутых терригенных и хемогенных пород, доминирующих в строении морских отложений (смектитовых глин силицитов, гетитовых железных руд, фосфатов, глиноземистых пород, алюмосульфатов, а также выделений глауконита, цеолитов, появление кремнистого цемента в песчаниках было связано с поступлением в осадочный бассейн продуктов вулканизма и гидротермальной деятельности. Их накопление не подавлялось малыми объемами терригенного материала, поступающего с пенеппенизированной суши. Поэтому в морях, как и на суше, широко проявлялись перерывы осадконакопления. С ними были связаны процессы подводного выветривания (гальмиролиза) осадков, которые подменяли здесь обычный диагенез. При этом особенно интенсивное преобразование испытывал пепловый материал, обильно поставлявшийся в области аккумуляции. В морях с гальмиролизом пирокластике В.И. Муравьев [1983] и другие авторы связывают возникновение большей части смектитов, глауконитов, цеолитов, выделений опала и возникновение месторождений бентонитовых глин, во многом определяющих главные особенности строения и состава морской глауконитово-кремнистой формации. Следует отметить, что в континентальных отложениях характеризуемой эпохи сложно идентифицировать продукты преобразования вулканических пеплов. Практически все они в условиях отмеченного выше процессов довыветривания осадков в области с гумидным климатом при субаэральном диагенезе превращались в каолинит, который не отличался от продуктов каолинового выветривания алюмосиликатных пород фундамента. Лишь в областях с засушливым палеоклиматом на юге Центральной Евразии с наземным аридным выветриванием пирокластике связывают ряд месторождений континентальных бентонитовых глин [Цеховский, 2015а].

В целом проведенные исследования свидетельствуют о своеобразии древних экзогенных процессов в пенеппенизированных гумидных ландшафтах Центральной Евразии для пограничной мел-палеогеновой эпохи деструктивного тектогенеза, а также об обильном поступлении продуктов вулканизма и гидротермальной деятельности в области аккумуляции осадков. Все это и определило главные особенности строения и состава характеризуемых платформенных отложений.

### Литература

Муравьев В.И. Минеральные парагенезы глауконитово-кремнистых формаций. М.: Наука, 1983. 205 с.

Цеховский Ю.Г. Седименто- и литогенез гумидных красноцветов на рубеже мела и палеогена в Казахстане. М.: Наука, 1987. 188 с.

Цеховский Ю.Г. Седиментогенез и геодинамика в пограничную мел-палеогеновую эпоху пенеппенизации континентов. Сообщение 1. Центральная и Восточная Евразия // Литосфера. 2015а. № 1. С. 4–23.

Цеховский Ю.Г. Седиментогенез и геодинамика в пограничную мел-палеогеновую эпоху пенеппенизации континентов. Сообщение 2. Платформы и подвижные пояса // Литосфера 2015б. № 2. С. 5–16.

Цеховский Ю.Г., Карпова Е.В., Милеева И.М. и др. Седименто- и литогенез в пограничных слоях мела и палеогена на юго-востоке Воронежской антеклизы. Статья 1. Строение и минеральный состав пограничных слоев // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2005а. № 3. С. 21–34.

Цеховский Ю.Г., Карпова Е.В., Милеева И.М. и др. Седименто- и литогенез в пограничных слоях мела и палеогена на юго-востоке Воронежской антеклизы. Статья 2. Условия образования // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2005б. № 4. С. 28–37.

## МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ГЛИНИСТО-ГИПСОВОЙ ШЛЯПЫ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СОЛЕЙ (НА ПРИМЕРЕ ПОПОВСКОГО ПОДНЯТИЯ)

Чайковский И.И., Калинина Т.А.

Горный институт УрО РАН, [tatyanaak89@mail.ru](mailto:tatyanaak89@mail.ru)

В кровле многих месторождений солей нередко отмечаются брекчиевые породы, сложенные нерастворимым материалом соляных пород и обломками вышележащих отложений, известные как «кепроки» или «глинисто-гипсовые шляпы». На Верхнекамском месторождении такие породы, как правило, приурочены к выступам соляной толщи и зонам тектонических нарушений. Изучение брекчиевых пород в юго-западной части Поповского поднятия [Калинина, Трапезников, 2016], расположенных на месте бывших прослоев каменной соли, позволило показать, что их образование происходит при постепенном оседании надсолевых пород, а не при обрушении, как это полагалось ранее [Петротектонические..., 2000]. Было показано, что характер деформирования пород определяется их вещественным составом и механическими свойствами. Так для относительно пластичных и более растворимых гипсовых пород типичны складчатость и разлинзование, а для более компетентных мергелей – система диагональных трещин сбросового характера.

По вещественному составу брекчиевые породы подразделяются на глинисто-сульфатные (сульфатно-глинистые), глинисто-карбонатные и смешанные сульфатно-карбонатно-глинистые.

*Брекчии глинисто-сульфатного и сульфатно-глинистого состава* сложены обломками, фрагментами прослоев и линзообразными обособлениями гипсовой и мергель-гипсовой породы, сцементированными карбонатно-глинистым материалом. Наиболее крупные обломки и фрагменты прослоев (более 7–10 см) разбиты системой субдиагональных и согласных глинистых «прожилков», придающих породе блочно-линзовидное строение. Тонкие (до 2 см) прослой гипса пластически деформированы, нередко смяты в складки (иногда опрокинутые). Для гипса выделено несколько морфологических типов. Первые – эллипсоидные со сглаженной поверхностью – встречаются в виде отдельных кристаллов, четкообразных линз и оторочек на поверхности обломков. В агрегатах эти индивиды ориентированы длинной осью в одном направлении, что позволяет говорить об их росте в процессе направленного течения (скольжения). Второй тип представлен дисковидными агрегатами зернистого, блочного и пойкилитового строения. Наличие постепенных переходов между ними, а также их форма отражает перекристаллизацию обломков прослоев мелкозернистого гипса в ламинарном потоке. К третьей группе отнесены коротко- и длиннопризматические кристаллы. Они встречаются как отдельно, так и на поверхности обломков в виде друзовидных обрастаний. Различная ориентировка этих индивидов может говорить о том, что деформации течения в окружающей среде уже прекратились.

Пирит отмечен как в основной цементной массе брекчии, где он слагает скопления мелких октаэдрических индивидов и псевдоморфзы по углефицированному детриту, а также на поверхности и внутри кристаллов гипса, развиваясь по трещинам и плоскостям спайности в виде пластинчато-ветвящихся и веерообразных выделений. Микрочастицы барита и целестина зафиксированы как на поверхности индивидов гипса, так и в основной глинисто-карбонатной массе. В последней также зафиксированы единичные новообразованные индивиды калиевого полевого шпата, а также халцедон-кварцевые сферолиты и их сростки.

*Брекчии глинисто-карбонатного состава* сложены обломками (размер до 3.5–4 см) мергеля и мергеля доломитового, реже известковисто-доломитового, сцементированными карбонатно-глинистым материалом. Обломки характеризуются округлыми и угловатыми очертаниями, пелитоморфной структурой и тонкослоистой текстурой. Краевые части об-

ломков нередко «расшелушены» по системе касательных сколовых трещин. Строение отдельных обломков нарушено согласными и секущими прожилками параллельно-шестоватого гипса. Вблизи обломков мергеля нередко отмечаются лентообразные шлейфы рассеяния (здесь размер обломков достигает лишь песчаной размерности). Поверхность обломков мергеля и пелитоморфного доломита нередко перекристаллизована и образована мелкими (5–50 мкм) индивидами доломита, образованного гранями ромбоэдра и пинакоида.

Доломит отмечен и в цементе брекчии, где он слагает бесцветные индивиды с гранями нормального и тупого ромбоэдра и их комбинаций (1 – тупой и нормальный ромбоэдр; 2 – пинакоид, тупой и нормальный ромбоэдр; 3 – два нормальных ромбоэдра). Поверхность кристаллов доломита разная – встречены как гладкогранные индивиды, так и регенерированные. Гладкогранные индивиды характеризуются незначительным содержанием MnO (до 0.47 мас. %) и FeO (до 3.52 мас. %), тогда как в регенерационной кайме содержание MnO достигает 1.70 мас. %, а FeO – до 7.83 мас. %.

Кроме доломита, карбонаты представлены ромбоэдрическими индивидами магнезита с блочной, реже коррозионной поверхностью. Сами кристаллы отвечают практически чистому магнезиту ( $Mg_{0.90-0.92}Fe_{0.10-0.08}CO_3$ ), а регенерационные каймы обогащены железом и марганцем ( $Mg_{0.90-0.92}Mn_{0.01-0.02}Fe_{0.27}CO_3$ ).

Кальцит отмечен только в виде единичных ксеноморфных зерен с корродированной поверхностью и в гнездах в ассоциации с пиритом, где он представлен комбинацией тупого ромбоэдра и очень острого ромбоэдра.

Кроме кристаллов карбонатов в цементе глинисто-карбонатных брекчий отмечены одиночные халцедон-кварцевые сферолиты и их сростки, а также редкие пойкилитовые метакристаллы и дисковидные агрегаты гипса. Отмечено, что пирит в глинисто-карбонатной массе может образовывать практически непрерывный ряд замещения: от локальных зернистых скоплений к ветвящимся прожилкам, футляровидным агрегатам и затем метакристаллам. Реже пирит отмечается в виде фитоморфов и отдельных кристаллов на поверхности карбонатов. Среди аксессуарных минералов отмечены выделения самородного серебра, целестина и барита.

*Брекчии смешанного сульфатно-карбонатно-глинистого состава* сложены обломками в различной степени глинистого и доломитового мергеля, гипсовой и мергель-гипсовой породы, погруженными в сульфатно-карбонатно-глинистую массу. Здесь отмечены сложные агрегаты из обломков гипса и мергеля, характер взаимоотношения которых напоминает структуру типа «снежного кома».

В брекчиях смешанного состава отмечены три типа выделений гипса, аналогичные образованиям в глинисто-сульфатных породах. Нередко поверхность дисковидных агрегатов покрыта ориентированными пластинчатыми индивидами, придающими им черепитчатое строение. Эти индивиды могут образовывать и радиально-лучистые сростки.

Пирит представлен четырьмя типами выделений. Первые образуют изометричные вроски на поверхности эллипсоидных кристаллов гипса. Вторые представлены пластинчатыми и веерообразными выделениями вдоль поверхности спайности и по трещинам в кристаллах гипса. Третьи отмечены в виде скелетно-дендритовидного агрегата, формирующегося в пелитоморфном глинисто-карбонатном материале. Четвертые слагают «колломорфные» скопления с трещинами усыхания на поверхности эллипсоидального гипса вместе с друзовидным гипсом и кварц-халцедоновыми сферолитами.

Среди аксессуарных минералов зафиксированы корочки анатаза на эллипсоидных зернах гипса, пластинчатые индивиды халькозина на пирите, микровыделения барита, целестина и халькопирита как на поверхности гипсовых зерен, так и в глинисто-карбонатной массе.

Приведенные данные позволяют говорить, что формирование брекчиевых пород в кровле соляной залежи Поповского поднятия происходило на двух стадиях.

На первой стадии – динамической – за счет плавного оседания пород надсолевой толщи в результате выщелачивания нижележащих соляных и, в меньшей мере, гипсовых

прослоев произошло сгруживание, смятие и разлинзование отдельных прослоев породы, сопровождаемое обкалыванием краевых частей обломков доломита и дезинтегрированием карбонатного и сульфатного материала. На фоне послойного скольжения рассеянный сульфатный материал перекристаллизовался с образованием эллипсоидальных и дисковидных агрегатов гипса. Вероятно на первой стадии произошло формирование анатазовых кайм на зернах гипса, отражающих значительную гидролизную трансформацию алюмосиликатного материала. Об этом могут свидетельствовать и многочисленные кварц-халцедоновые сферолиты. Наличие рассеянного пирита в глинисто-карбонатном материале позволяет предполагать незначительное проявление процессов сульфатредукции.

На второй стадии – стационарной – деформации течения в минералообразующей среде сменились деформациями расслоения, о чем свидетельствуют друзовидные обрастания призматического гипса на поверхности гипсовых эллипсоидов. Наличие множественных образований сульфидов (пирит, халькозин, халькопирит) и самородного серебра позволяет говорить о проявлении масштабной сульфат-редукции в присутствии сульфат-иона. Наличие скелетных кристаллов пирита, врастающих в индивиды гипса, дает основание предполагать, что восстановление серы могло происходить не только за счет жизнедеятельности бактерий, но и абиогенно. Проявление подобных процессов уже фиксировалось нами ранее в зоне эпигенеза надсолевых пород Харюшинского поднятия Верхнекамского месторождения [Чайковский и др., 2015].

*Исследования выполнены при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований УрО РАН (проект 15-18-5-16).*

#### Литература

Калинина Т.А., Трапезников Д.Е. О механизме образования брекчиевых пород в кровле соляной залежи Верхнекамского месторождения солей // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Вып. 19. Пермь: ПГНИУ, 2016. С. 372–378.

Петротектонические основы безопасной эксплуатации Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей. Соликамск: ОГУП «Соликамск», 2000. 400 с.

Чайковский И.И., Калинина Т.А., Коротченко О.В. Тектонические и эпигенетические процессы в надсолевой толще Верхнекамского месторождения // Литосфера. 2015. № 5. С. 71–80.

## ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОСКОБИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕНДА И ИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ АНАЛОГОВ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

**Шибина Т.Д., Климова Е.В.**

*Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт,  
shibina-tatyana@mail.ru, evgeniaklimova@gmail.com*

В геологической истории венда юга Восточной Сибири карбонатнакоплению способствовало сочетание фациальных условий и хронология развития региона. Детальные литологические исследования в различных структурно-фациальных зонах в интервале оскобинской (тирской, бюкской, являющихся стратиграфическими аналогами) свиты венда позволили с одной стороны установить строение разрезов в различных структурно-фациальных зонах, с другой стороны предположить условия их формирования. Парагенезис различных литотипов отложений тирской (оскобинской) свиты отвечает определенным обстановкам седиментации. Осадконакопление, начавшееся в тирское время, связано с обширным эпиконтинентальным морем, захватившим огромную территорию юга Сибирской платформы. Крупные участки суши сохранились только в северо-западной части Байкитской антекли-

зы и Курейской синеклизы. После формирования тирского горизонта начался длительный предданиловский перерыв, во время которого были размыты верхние части тирского горизонта, а в ряде участков на северо-западе и на вершине Непско-Ботубинской антеклизы он был размыт полностью [Мельников, 2009].

Судя по изменению мощностей отложений тирского регионального горизонта, в период их накопления происходит равномерное, устойчивое вертикальное поднятие дна морского бассейна в восточной части изучаемого региона с размывом вышележащих слоев (тирская свита с неполным стратиграфическим разрезом) на территории Непского свода. И наоборот, постепенное опускание дна бассейна происходит в западной части Сибирской платформы (оскобинская свита) и в зоне Предпатомского прогиба (бюкская свита) в районе скв. Кугаская-364 (толщина отложений 175 м). Мощности свиты меняются от 3 м в скв. Больше-Чайкинской-154 до 329 м в скв. Берябинская-2.

На Берябинской площади отложения представлены осадками, сформировавшимися в условиях прогибания дна морского бассейна с развитием, на конец оскобинского (тирского) времени глубоководной обстановки.

В западной части изучаемого региона отложения оскобинской свиты, развиты практически по всей территории, локальные выклинивания наблюдаются лишь на северо-западе Байкитской антеклизы в районе скв. Юрубченская-103, Вэдрешевская-5, Куюмбинская-225 [Харахинов, Шленкин, 2011]. Литологический разрез оскобинской свиты разделяется на три пачки: нижнюю ангидрито-доломитовую (оскобиты); среднюю терригенную аргиллит-алевролитовую и верхнюю доломитовую с прослоями мергелей, ангидритов. В строение оскобинской свиты могут присутствовать все три пачки, но разного стратиграфического объема (в различной степени сокращенные). Также наблюдается их частичное или полное выклинивание, связанное с перерывами в осадконакоплении, существовавшими в оскобинское время, расположением источников сноса терригенного материала и колебаниями уровня моря на фоне тектонических подвижек. На территории расположения скважин Иринчиминская-155 и Имбинская-180 в оскобинское время наблюдаются эрозионные врезы и дельты, сложенные чисто терригенным материалом. Отложения дельты выполнены песчаниками мелкозернистыми, алевро-песчаниками и алевролитами с глинистым, реже карбонатным цементом, в верхних частях разреза песчаники алевролитовые с ангидритовым цементом. Возможно, эти отложения являются дистальными частями Усть-Вэдрешевской дельты оскобинского периода, выделенной в публикации [Боровикова, 2011].

В районе расположения скв. Аргишская-273 авторами выделяется прибрежно-морская, приливно-отливная зона, где отчетливо сказывалась деятельность прибрежных волнений, прибоя, сопровождавшаяся интенсивным переносом осадочного материала. Разрез оскобинской свиты представлен снизу вверх песчаниками, сменяющимися доломитами перекристаллизованными с теневыми контурами водорослевой проблематики мощностью около 1.5 м, выше которых залегают доломиты пелитоморфные, обломочные, ангидрито-доломиты и заканчивается разрез брекчиевидными доломитами и обломочными ангидритами.

Тектоно-магматические события в отложениях оскобинской свиты отмечаются в скважине Абрукупчинка-2, в разрезе которой наблюдаются доломиты с обломками мигматитов, несколько ожелезненных. Выше по разрезу залегают эффузивные породы базальтового ряда с доломитизированными вариолями, содержащие обломки тех же мигматитов. В разрезе скважины регистрируются факты эндогенных циклитов, геодинамических процессов.

На территории Катангской седловины в районе расположения скважины Кулиндинская-1 в оскобинской свите (мощность 17 м) выделены следующие литологические типы пород: в подошвенной части наблюдаются песчаники мощностью 0.7 м, выше которых залегают – доломиты зернистые, преимущественно перекристаллизованные и ожелезненные. Основная часть разреза, мощностью 9.3 м, сложена доломитами зернистыми, разнозернистыми, в разной степени ангидритизированными, среди которых отмечаются доломито-ангидриты. В прикровлевой части разреза залегают доломиты строматолитовые, мощностью 1.33 м. В кровле отложений залегают глинистые доломиты мощностью 0.32 м.

Литологический состав пород, а также их структурно-текстурные особенности позволили отнести их к мелководным образованиям, в которых наблюдаются маломощные прослои строматолитовых доломитов, формировавшихся, вероятно, у поверхности воды и заселявших область мелководья с хорошей ее циркуляцией.

На территории Непско-Ботубинской антеклизы (НБА) в юго-западной части и Непском поднятии аналогом оскобинской свиты является тирская свита, в Ботубинской и Нюйско-Пеледуйской зонах – бюкская свита.

На территории Непско-Ботубинской антеклизы в отложениях тирской свиты выделяется область крайнего обмеления, в которой отложения частично или полностью отсутствуют. Внутри нее отложения тирской свиты несогласно залегают на размытой поверхности подстилающих ее терригенных породах непской свиты (скважина Западно-Чонская-1) и кристаллического фундамента (Даниловская скв. № 1, № 71).

Литологический материал новых параметрических скважин позволил провести детальные исследования отложений тирской свиты, в объеме которой на территории Непско-Ботубинской антеклизы выделяются продуктивные горизонты, такие как ботубинский (парфеновский) песчаный горизонт и ербогаченский, выделяемый как самостоятельный продуктивный горизонт, выполненный биогенными доломитами строматолитовой структуры.

В пределах узкой полосы в юго-западной части НБА в Приленско-Непской зоне, охватывающей Марковскую, Потаповскую, Верхнетирскую, Касаткинскую площади, нижняя часть тирской свиты, представлена песчаниками мелко- и среднезернистыми, кварцевыми, массивными. Эти песчаники являются парфеновским продуктивным горизонтом. Полосовидное распространение песчаного тела и структурно-структурные особенности слагающих его пород указывают на баровый генезис песчаников. Песчаное тело перекрывается доломитами и доломито-ангидритами, которые служат флюидоупором для продуктивного горизонта песчаников.

Аналогом парфеновского горизонта является ботубинский продуктивный горизонт, распространенный в Ботубинской структурно-фациальной зоне, охватывающей северо-восточную половину Непско-Ботубинской антеклизы. От Верхнечонского и Пеледуйского поднятий Непского свода она протягивается на северо-восток через Мирнинский выступ к юго-восточному склону Анабарской антеклизы. Здесь в бюкской (тирской) свите базальный ботубинский горизонт представлен пачкой песчаников, достаточно однородных по составу, преимущественно кварцевых. В зонах малых толщин горизонта (в зонах выклинивания) несколько возрастает содержание полевых шпатов. Песчаники от мелко- до среднезернистых, иногда рыхлые, хорошо отсортированные. Содержание карбонатного материала и ангидрита незначительное и увеличивается в кровельной и подошвенной частях горизонта. В зонах больших толщин песчаники ботубинского горизонта представлены преимущественно проницаемыми и высокопроницаемыми разностями.

Развитие бассейна рассматривается как последовательный ряд чередования периодов накопления осадков и перерывов в осадконакоплении всего нижневендского (непско-тирского) времени, уравненное как тектоническими движениями, так и осадконакоплением. Образование осадков ботубинского горизонта связано с дальнейшим продвижением вендского моря вглубь пенепленизированного континента. Литологические исследования, изменения мощностей и структурного плана подошвы ботубинского горизонта позволили провести детальное расчленение фациальных зон прибрежно-морской обстановки на момент его образования.

Авторами выделены области развития следующих фаций: фация аккумулятивных песчаных тел – подводных валов и баров на мелководном шельфе; фация береговых баров (или валов) предфронтальной зоны пляжа; фация прибрежно-морской равнины; фация закрытого морского залива.

Формирование ербогаченского горизонта представляет собой биогермную систему с определенным распределением фаций, которые контролируются энергетическими зона-



ми, геоморфологией палеорельфа на период накопления осадков ербогаченского времени. Строматолитовые отложения перекрываются доломитами мелко-тонкозернистыми с терригенной примесью, доломитами обломочными с трещинами усыхания и ангидритами, ангидрито-доломитами, по текстурным особенностям похожими на породы фации себхи, отмели.

На территориях, прилегающих к Непскому своду, верхняя часть ербогаченского горизонта сложена преимущественно доломитами микрофитолитовыми, обломочными, в составе которых встречаются интракласты строматолитовых и микрофитолитовых пород. По этим признакам отложения верхней части отнесены к образованиям размыва строматолитовых построек и микрофитолитовых доломитов в энергетически активной зоне, как на пологих склонах, так и на более крутых.

Сравнительно небольшие по мощности строматолитовые «биогермы» развиваются на пологом склоне карбонатного мелководного бассейна, обрамляющего центральную часть Непского свода, а также в районе расположения скважин Среднекочемская-251 и Кугаская-364. На Восточно-Сугдинской площади внутри строматолитовой постройки встречаются поверхности размыва. Об этом свидетельствуют эрозионные врезы, представленные песчаниками, обломочными породами смешанного терригенно-карбонатного и терригенно-ангидритового состава. В Могдинских скважинах на поверхности строматолитовой постройки отмечается заметное карстование пород.

Полученные общие представления в строении различных по составу отложений оскобинской свиты и ее стратиграфических аналогов позволили выявить некоторые тенденции развития продуктивных горизонтов, определить площади их распространения, что дает возможности более достоверного прогноза формирования ловушек в пределах исследуемых структурно-фациальных зон изучаемого региона.

#### Литература

*Боровикова Л.В.* Прогноз ловушек углеводородов в песчаниках нижнего венда на юго-западе Камовского свода. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2011. 19 с.

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

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

### **ПОЗДНЕАПТСКИЕ РЕЧНЫЕ ДОЛИНЫ В ПРЕДЕЛАХ КРАСНОЛЕНИНСКОГО СВОДА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (ВЕРИФИКАЦИЯ СЕЙСМОФАЦИАЛЬНОЙ МОДЕЛИ РЕЗУЛЬТАТАМИ СТРУКТУРНО-ГЕНЕТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА КЕРНОВОГО МАТЕРИАЛА)**

**Шишлов С.Б.**

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

На основании анализа данных сейсморазведки, каротажа и керн скважин, пробуренных в центральной части Красноленинского свода Западной Сибири, А.Л. Медведев [2010] обосновал существование в верхней части викуловской свиты комплекса заполнения врезанных речных долин, образовавшихся во время позднеаптского низкого стояния уровня моря. Он реконструирует следующую последовательность региональных событий: 1) высокое стояние уровня моря, накопление пластов ВК<sub>3</sub> и ВК<sub>2</sub>; 2) падение уровня моря, речная эрозия вышедших на дневную поверхность дельтовых и морских осадков с образованием

врезанных долин глубиной до 90 м, формирование региональной поверхности стратиграфического несогласия – секвенсной границы 1 типа; 3) подъем уровня моря, затопление врезанных речных долин, накопление ретроградационной последовательности покровных дельтовых циклитов пласта ВК<sub>1</sub>; 4) максимальное затопление, накопление темно-серых пелитов с раковинами двустворчатых и брюхоногих моллюсков ханты-мансийской свиты.

При выполнении сейсмофациального анализа, на одной из лицензионных площадей Красноленинского свода, по средним значениям акустического импеданса, была установлена линейно вытянутая с запада на восток аномалия шириной до 4 км, которая прослежена на протяжении 30 км. Используя построения А.Л. Медведева, ее интерпретировали как комплекс заполнения речной долины, образующий продуктивный пласт ВК<sub>1</sub>.

Целью нашей работы стала верификация этой модели по керну 4 скважин, отобранному на рассматриваемой площади из верхней подсвиты викуловской свиты и нижней части ханты-мансийской свиты. При этом одна скважина расположена в пределах сейсмической аномалии (речной долины), а три за ее пределами. Суммарная мощность описанного керна составляет 140 м. Для изученных по керну интервалов построены литологические колонки с гранулометрической кривой масштаба 1:100. По кривым ПС и ГК уточнены глубина залегания и мощность представленных в керне слоев, проведена литологическая интерпретация данных ГИС для выявления строения отрезков интервала пластов ВК<sub>3</sub>–ВК<sub>1</sub>, пройденных без отбора керна.

Использование структурно-генетической типизации слоев терригенных сероцветных эпиконтинентальных формаций [Шишлов, 2010] позволило установить в разрезах слои 9 типов. На основе анализа их вертикальных последовательностей разработана концептуальная седиментологическая модель, которая, опираясь на публикации, посвященные современным процессам осадконакопления, объясняет причины формирования установленных в изученных разрезах вертикальных последовательностей слоев трансгрессивно-регрессивной миграцией поясов глубоководных илов, дистальных темпеститов, лоскутных песков, подводных песчаных отмелей и разделяющих их мелководных депрессий с пониженной гидродинамикой.

Пояс глубоководных илов располагался ниже базы волнений в центральной части палеобассейна (зона X). **Здесь, в низкодинамичных условиях, благодаря осаждению из ненасыщенной взвеси, накапливались алевропелитовые слои с гранулометрическим минимумом в средней части, которая маркирует максимум трансгрессии.** Проявлена горизонтальная слойчатость, намечаемая тончайшими (менее 1 мм) линзочками алевритов или плитчатым расколом породы. Присутствуют неориентированные обломки раковин мелких двустворок.

Пояс дистальных темпеститов располагался в проксимальной части зоны X. **Здесь осаждение алевропелитов периодически сменялось накоплением псаммитового материала, мобилизуемого штормами на мелководье и перемещаемого на глубину мутьевыми потоками.** Так формировались слои, образованные многочисленными тонкими (до 5 см) линзовидными лентами, в которых песчаники тонкозернистые светло-серые, залегающие с отчетливым контактом на подстилающих отложениях, градационно сменяются кверху алевролитами глинистыми темно-серыми. Часто проявлены текстуры просадок и биотурбации. Присутствуют желваковые (диаметр до 1 см) стяжения тонкокристаллических сульфидов, мелкий детрит двустворок, разнонаправленные ходы мелких илоедов. Увеличение доли и толщины алевропелитовых слойков кверху указывает на трансгрессию, а повышение роли псаммитовых слойков снизу вверх является индикатором повышения влияния штормов за счет регрессии.

Пояс лоскутных песков занимал дистальную часть зоны Y между базами штормовых и нормальных волнений. **Здесь, благодаря слабому и периодически затухающему воздействию штормовых волн, возникали небольшие (ширина 5–20 см, высота 1–10 см) песчаные гряды, разделенные заиляющимися впадинами.** В такой обстановке происходило накопление слоев, сложенных линзовидно-полосчатыми чередованиями тонких (1–10 см) слойков алевролитов глинистых темно-серых и песчаников тонко- и мелкозернистых светло-се-

рых. В слоях песчаников обычно проявлена тонкая косая микрослойчатость, намечаемая тончайшими глинистыми намывами. В алевропелитовых слоях присутствуют единичные разнонаправленные ходы мелких илоедов. Проявлены текстуры просадок и оползания. Общее уменьшение доли псаммитов снизу вверх указывает на ослабление волнового воздействия вследствие углубления акватории при развитии регрессии. Обратная тенденция маркирует регрессию.

Подводные песчаные отмели формировались выше базы нормальных волнений в мелководных высокодинамичных условиях зоны У. Они представляли собой системы подводных валов – крупных (высотой до 2 м) перемещающихся положительных аккумулятивных форм рельефа, которые возникали под действием постоянных волнений, течений, приливов и отливов. В межваловых депрессиях, в волновой тени, накапливались чередования алевропелитов и псаммитов. Пространственная миграция песчаных валов в течение геологического времени приводила к формированию сложно построенной, вытянутой в одном направлении системы, крайне невыдержанных и часто выклинивающихся песчаных слоев с гранулометрическим максимумом в середине. Их нижняя и верхняя части сложены песчаниками тонкозернистыми с волнистой слойчатостью. В средней части песчаники мелкозернистые (иногда до среднезернистых) светло-серые с пологой косой серийной разнонаправленной слойчатостью. На межслойковых поверхностях иногда присутствует мелкий редкий углефицированный растительный шлам. Такие слои иногда сливаются в единую пачку, но чаще разделены линзовидно-полосчатыми чередованиями тонких (1–5 см) слоев алевролитов глинистых темно-серых и песчаников тонко- и мелкозернистых светло-серых. Для слоев этого типа характерны небольшая мощность (менее 1 м), невыдержанность, локализация между псаммитовыми слоями, увеличение доли алевропелитов в средней части, текстуры оползания и подворота слоев у подошвы и кровли.

Межотмельные депрессии возникали в волновой тени песчаных банок, и представляли собой мелководные области с пониженной гидродинамикой, в пределах которых происходило накопление слоев, образованных пологоволнистыми чередованиями алевролитов глинистых темно-серых (доминируют) и песчаников тонкозернистых светло-серых, которые образуют очень тонкие (1–5 мм) линзовидные расщепляющиеся слои, иногда деформированные за счет просадок и оползания. Отсутствие макроскопических остатков растений можно считать следствием значительного расстояния до суши, а отсутствие фауны – признаком опреснения.

Использование описанной выше модели седиментации позволило построить кривые колебания уровня моря и выполнить по ним детальную корреляцию. При этом установлены следы шести трансгрессивно-регрессивных циклов, идентифицируемые во всех рассматриваемых разрезах.

Литолого-генетические профили, характеризующие латеральные взаимоотношения и морфологию осадочных геологических тел между исследованными скважинами, и серия палеогеографических схем для узких временных интервалов, соответствующих регрессивным и трансгрессивным максимумам, позволяют сделать вывод о том, что в пределах рассматриваемой площади в поздневикуловское время мелководные обстановки при трансгрессиях отступали к юго-западу, а при регрессиях выдвигались на северо-восток. Изменение во времени соотношения площадей распространения песчаных отмелей и межотмельных депрессий с площадями, занятыми лоскутными песками и илами глубоководья отражает общую региональную регрессивную направленность развития морского палеобассейна в течение четырех первых циклов седиментации. Максимум регрессии поздневикуловского времени наступает в конце четвертого цикла. В это время на рассматриваемой территории абсолютно доминировали субаквальные обстановки подводных песчаных отмелей и межотмельной депрессии. Следующий пятый цикл начинает региональную трансгрессивную последовательность и предваряет существенную ландшафтную перестройку – превращение территории в часть глубоководной зоны морского бассейна, которая произошла во время трансгрессии шестого цикла и привела к началу накопления ханты-мансийской свиты.

Показано, что продуктивные пласты ВК<sub>1</sub>, ВК<sub>2</sub> и ВК<sub>3</sub>, представляют собой системы многократно выклинивающихся песчаных слоев (отложения подводных валов), разделенные линзами чередований алевропелитов и псаммитов (отложения межваловых депрессий и проксимальной части зоны лоскутных песков).

Для подтверждения концепции позднеаптского низкого стояния уровня моря и связанных с ним речных долин необходимо установить поверхность стратиграфического несогласия, возникшую во время низкого стояния уровня моря.

В районе «речного вреза» должен существовать эрозионный контакт между подстилающими отложениями морского генезиса и перекрывающим аллювием (параллельное несогласие). Однако в керне скважины, пробуренной в пределах сейсмической аномалии, такую поверхность раздела обнаружить не удалось.

В керне скважин, пробуренных за пределами вреза, следует искать признаки субэвралльной коры выветривания (скрытое несогласие). В условиях гумидного умеренного климата это комковатые текстуры, аномальные для сероцветных толщ цвета (красный, зеленый), горизонты обогащенные сидеритом, остатками наземных растений, в том числе корней *in situ*. Кора выветривания должна венчать регрессивную последовательность, постепенно замещающая материнские отложения, и с отчетливым контактом перекрываться трансгрессивным комплексом. Очевидно, эти образования наиболее вероятно обнаружить на регрессивном максимуме четвертого цикла седиментации, поскольку именно в это время по комплексу литологических данных фиксируется самое низкое положение уровня моря, после которого начинается региональная трансгрессия. Однако в керне, на этом уровне, как и на других, признаки субэвралльного перерыва отсутствуют. Можно, вслед за А.Л. Медведевым [2010], предполагать их размыв в начале трансгрессии, но тогда мы должны увидеть эрозионную поверхность, а над ней продукты переотложения кор выветривания (например, окатыши пестроцветных глин, гальки сидерита и угля). Но и этого в керне нет.

В нижней части толщи, заполняющей «речной врез», должны присутствовать базальные наиболее грубозернистые русловые отложения с экзотической галькой и гравием, уплощенными окатышами глин подстилающей толщи, фрагментами стволов. Выше обычно залегают пески с косой однонаправленной слойчатостью, содержащие многочисленные остатки наземных растений. Их сменяют отложения поймы – тонкие глинистые пески и алевритистые глины с горизонтами погребенных почв, содержащих остатки корней. Подобные объекты в керне отсутствуют.

Таким образом, следует констатировать, что в процессе обработки материалов собранных при описании керна, признаков стратиграфического несогласия (поверхности субэвралльной эрозии или ненакопления) и аллювиальных отложений установить не удалось, что не позволяет принять концепцию позднеаптского осушения территории, и не подтверждает аллювиальную природу сейсмической аномалии в пределах лицензионного участка.

### Литература

Медведев А.Л. Аптские врезанные речные долины Каменной площади Западной Сибири: региональные аспекты нефтегазоносности // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2010. Т. 5. № 3. [http://www.ngtp.ru/rub/4/36\\_2010.pdf](http://www.ngtp.ru/rub/4/36_2010.pdf)

Шишов С.Б. Структурно-генетический анализ осадочных формаций. СПб.: Изд-во СПГГИ, 2010. 276 с.

## ГЕОХИМИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ МАРГАНЦЕНОСНЫХ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИКАТСКОГО ТЕРРЕЙНА (ХРЕБЕТ МОРСКОЙ)

Школьник С.И.<sup>1</sup>, Буянтуев М.Д.<sup>2</sup>, Резницкий Л.З.<sup>1</sup>, Бараш И.Г.<sup>1</sup>,  
Алешин В.В.<sup>2</sup>, Гелетий Н.К.<sup>1</sup>, Иванов А.В.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт земной коры СО РАН, [sink@crust.irk.ru](mailto:sink@crust.irk.ru)

<sup>2</sup>Геологический институт СО РАН, [molon2@rambler.ru](mailto:molon2@rambler.ru)

<sup>3</sup>Иркутский государственный университет, [tungus@gmail.com](mailto:tungus@gmail.com)

Икатский террейн занимает северо-восточную часть Байкальской горной области и граничит с Баргузинским, Хамардабанским, Еравнинским и Ольхонским террейнами Центрально-Азиатского складчатого пояса. В его строении выделяются Икатский, Курбинский и Селенгинский участки, прежде выделявшиеся как структурно-формационные зоны, восстанавливающиеся по фрагментам слагающих их отложений, в обширном поле гранитоидов Ангаро-Витимского батолита [Беличенко и др., 2006]. Отличающийся более сложным строением Селенгинский участок, пространственно расположенный в пределах Морского хребта, представлен вулканогенно-осадочными отложениями итанцинской и бурлинской свит. Итанцинская свита характеризуется значительной пестротой литологического состава и его изменчивостью в латеральном направлении [Осокин и др., 1989]. В ее составе выделяются сланцево-карбонатный, кварцито-песчано-сланцевый, карбонатно-кремнисто-сланцевый и карбонатно-эффузивно-сланцевый литофациальные комплексы. Для свиты типичны горизонты мономинеральных кварцевых песчаников, апатитсодержащих пород, высокографитистых сланцев. Занимающие основное положение в составе свиты породы карбонатно-эффузивно-сланцевого комплекса представлены метаэффузивами основного состава, чередующимися с глинисто-кремнистыми и карбонатными породами [Осокин и др., 1989]. Согласно перекрывающая итанцинскую бурлинская свита представлена карбонатными породами с горизонтами углисто-глинистых и фосфоритоносных пород. Метаморфизм свиты нарастает в сторону границы с Ольхонским террейном.

Исследования проводились в пределах карбонатно-эффузивно-сланцевого комплекса к которому приурочены рудопроявления марганца. Породы комплекса образуют протяженную неширокую полосу, с приуроченными к разным краям ее выходов марганцевых проявлений (Усутайское и Алмарнатол), прерывающуюся выходами гранитоидов. В пределах рудопроявления Алмарнатол марганценосная пачка залегает среди кремнистых, серицит-хлоритовых и актинолитовых сланцев. Вмещающими для железо-марганцевых руд Усутайского месторождения являются кварц-биотитовые роговики и амфиболиты. Изучение минералого-геохимического состава марганцевых пород показало, что среди их значительного разнообразия, в том числе детально изученных в литологическом и минералогическом аспектах [Гусев и др., 1970; Осокин и др., 1989], существуют разновидности пород, которые могут быть отнесены к гондитам.

Рудопроявление Алмарнатол представляет собой пачку марганценосных пород мощностью в первые десятки метров. Для него характерны маломощные (первые см.) прослои гондитов желтоватого цвета приуроченных к кварц-сланцевым сланцам. Другой тип представлен мелкозернистыми тонкополосчатыми породами, состоящими в основном из кварца и граната, в отдельных прослоях обогащенных биотитом. Содержания MnO в породах достигает порядка 10 вес. %, а из-за маломощности гондитовых прослоев установить в них концентрации марганца достаточно затруднительно. По составу гранат относится к альмандин-спессартиновому ряду с содержанием спессартинового минала (до 60%), а альмандинового до (33%), также в значительных количествах в составе граната присутствует андрадитовый минал (иногда до 20%). В качестве акцессорного минерала всегда присутствует Mn-ильменит, который ранее в марганцевых породах Алмарнатольского рудопроявления

не диагностировался. Его состав характеризуется высокой концентрацией железа (до 40%) и варьирующими содержаниями марганца (от 8 до 19%). Гранат образует скопления мелких зерен, часто формирующих мономинеральные полоски и линзы. **Мп-ильменит образует тонкие (тысячные доли мм.) включения, приуроченные, большей частью, к зернам граната.** Иногда **Мп-ильменит формирует более крупные (до 1 мм) линзочки, всегда сопровождающиеся увеличением количества граната в породе.** Широко развиты минералы зоны окисления, представленные коронадитом, псиломеланом, криptomеланом и пиролюзитом [Гусев и др., 1970].

Гондиты Усугайского месторождения отличаются от гондитов Алмарнатольского проявления не только по химическому составу, но и по набору марганцевых минералов. Помимо основных минералов гондитов – кварца и граната, составляющих до 90% породы, здесь присутствуют и другие породообразующие марганцевые минералы, такие как родонит, амфибол и пирофанит. Гранат характеризуется высокой долей содержания спессартинового минала (до 75%), при близкой доле андрадитовой и альмандиновой составляющих (до 20%) и невысокой гроссуляровой. Родонит формирует неправильные или таблитчатые зерна, иногда довольно крупные, располагающиеся в породе неравномерно. Его состав достаточно стабилен, отличаясь некоторыми колебаниями в содержании железа и магния. Амфибол образует разноразмерные зерна, расположенные в кварц-гранатовом матриксе, либо тонкие лейсты в родоните. По составу близок **Мп-куммингтониту, но отличается заметными колебаниями в содержании MgO и MnO.** В отличие от Алмарнатольского проявления, для которого был диагностирован **Мп-ильменит, гондиты Усугайского месторождения содержат пирофанит, состав которого характеризуется высоким (до 40%) содержанием марганца и низким (до 10%) железа.**

Вмещающими для марганценосных отложений являлись породы кремнисто-карбонатные, глинисто-кремнистые и кремнистые породы. Их состав характеризуется варьирующими содержаниями кремния (57–92 вес. %), низкими титана (0.04–0.84 вес. %) и алюминия (1.5–11 вес. %), повышенными, помимо марганца, концентрациями MgO, FeO\* и CaO для пород Усугайской части разреза и K<sub>2</sub>O Алмарнатольской. Геохимический состав пород отличается некоторым обогащением Ba (до 2000 г/т) и в некоторой степени Zn, Co, Sc типичны низкие содержания Cr, V, а также U и Th. **Спектры распределения РЗЭ близки составам РААС, отличаясь наличием положительной Ce аномалии и выполаживанием кривых в породах с повышенным содержанием вулканогенной составляющей.** Характерно наличие хорошо выраженной Eu аномалии, а отношение (La/Yb)<sub>n</sub> (6.0–8.9) **близко к таковому в РААС (9.7).**

Полученные Sm-Nd изотопные данные для разных рудопроявлений марганца хребта Морского достаточно близки. Для Алмарнатольского проявления значение  $\epsilon_{Nd}$  (500 млн лет) варьирует от –8.1 до –9.2 [Летникова и др., 2011], для Усугайского от –9.0 до –10.3, что указывает на существенную роль в формировании данных отложений древних континентальных источников сноса и расположении бассейна седиментации на некотором удалении от источника гидротермальной активности.

Отобранный для датирования в междуречье р. Бурля и р. Усугай образец биотитового гнейса представляет собой светло-серую породу с хорошо выраженной слоистой текстурой, в составе которой преобладает кварц и полевой шпат, при незначительной доле биотита и иногда роговой обманки. Из 87 проанализированных зерен цирконов из гнейсов итанцинской свиты 69 (79%) показали конкордантные значения возраста (степень дискордантности  $\pm 10\%$ ), которые использовались при построении гистограмм и диаграмм плотностей вероятности распределения возрастов. **Большая часть отобранных цирконов (60–100 мкм) представлена коротко- и длиннопризматическими прозрачными и полупрозрачными кристаллами.** Крупные цирконы (100–200 мкм), составляющие порядка 10% от общего количества проанализированных минералов, представлены зернами разной степени окатанности. Конкордантные возрасты изученных цирконов находятся в интервалах  $651 \pm 11$ – $693 \pm 8$  (11 зерен) и  $713 \pm 8$ – $807 \pm 7$  (23 зерна) млн лет, с пиками 0.68 и 0.76 млрд лет. Кроме того, по

единичным зернам получены возрасты 463–491, 614–624, 883±12, 937±10, 1893±12 млн лет. Древние цирконы образуют широкий непрерывный кластер без ярко выраженных пиков в диапазоне 2211–2589 (17 зерен) млн лет.

Таким образом, формирование карбонатно-эффузивно-сланцевого комплекса итанцинской свиты происходило в осадочном бассейне в непосредственной близости от континентальных источников сноса и синхронной осадкообразованию вулканической деятельностью. Отложение, приуроченной к свите марганцевой минерализации, происходило в период затухания активной вулканической деятельности удаленной гидротермальной активности. Нижним временным пределом накопления итанцинской свиты следует считать значение 651 ± 11 млн лет, с которого начинается непрерывная серия возрастов детритовых цирконов. Согласно перекрывающие итанцинскую отложения бурлинской свиты, содержащие фауну кембрия, могут служить верхним возрастным пределом формирования толщи.

### Литература

Беличенко В.Г., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Баргузинский микроконтинент: к проблеме выделения // Геология и геофизика. 2006. № 10. С. 1049–1059.

Гусев Ю.П., Осокин П.В., Здаров В.И. О литологии и марганценосности итанцинской свиты верхнего протерозоя хребта Морского (Юго-Западное Прибайкалье) // Тр. отдела геологии Бур. Филиала СО АН СССР. 1970. Вып. 2 (10). С. 19–27.

Летникова Е.Ф., Летников Ф.А., Кузнецов А.Б., Школьник С.И., Резницкий Л.З., Турченко Т.Л. Генезис Mn руд и их расположение в осадочных бассейнах восточного сегмента Палеоазиатского океана: Sm-Nd изотопные и геохимические свидетельства // Докл. АН. 2011. № 6. С. 789–794.

Осокин П.В., Булгатов А.Н., Квашиин В.Г. Осадочно-вулканогенные образования хр. Морского (Забайкалье) и их минерагения // Геология и геофизика. 1989. № 5. С. 50–59.

## БАЖЕНОВСКАЯ СВИТА: ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ СРАВНЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНЫХ И ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО БАССЕЙНА)

Эдер В.Г.<sup>1</sup>, Замирайлова А.Г.<sup>1</sup>, Жигульский И.А.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, edervg@ipgg.sbras.ru,  
zamirailovaag@ipgg.sbras.ru

<sup>2</sup>Новосибирский национальный исследовательский государственный университет,  
gigulski@gmail.com

В последнее время в связи с исчерпанием углеводородов в традиционных источниках, все большее внимание исследователей и нефтяных компаний привлекают такие нетрадиционные источники, как черные сланцы. В связи с этим восстановление условий формирования вышеупомянутых толщ является актуальной задачей исследования. Литология баженовской свиты в Салымском районе изучалась многими исследователями [Ушатинский, Ибрагимов, 1982; Зубков, Доронина, 1982; Занин и др., 2005; Балущкина и др., 2013; Немова и др., 2011; Эдер, 2006 и др]. Особенности строения разрезов свиты в южной части Обь-Иртышского междуречья (территория Томской области) освещены в литературе существенно меньше [Полякова и др., 2002; Эдер, 2006 и др.]. Информация о литологическом строении свиты в Новосибирской области в публикациях отсутствует. Ранее установлено [Занин и др., 2005], что основными осадками, накапливавшимися в верхнеюрско-нижнемеловом Западно-Сибирском бассейне (ЗСБ), кроме краевых частей, были гемипелагические (преимущественно биогенные) осадки – материал глинисто-кремнистых пород и силицитов, и, в меньшей степени, осадки (глинистый материал аргиллитов) затухающих дистальных тур-

бидитных потоков низкой скорости и плотности, описанных П. Вигналлом [Wignall, 1994] для черных сланцев. Целью настоящего исследования являлось посредством детального литологического анализа баженовской свиты реконструировать и сравнить обстановки ее формирования в юго-восточных и центральной частях ЗСБ. Изучен керновый и геофизический материал 25 разрезов исследуемых отложений, расположенных в центральных районах – на территории Юганской мегавпадины, Хантейской гемиантеклизы, Сургутского свода, в юго-восточных районах – на территории Томской области в Усть-Тымской, Нюрольской мегавпадинах, Каймысовском, Александровском сводах, а также в Новосибирской области – в пределах Межовского структурного мегамыса.

*Юго-восточные районы ЗСБ.* В Усть-Тымской мегавпадине встречены разрезы, которые имеют трехчленное строение, нижняя и верхняя части свиты представлены терригенными породами – аргиллитами ( $C_{орг} - 5\%$ ), средняя часть разреза складывается преимущественно биогенными смешанными низкокарбонатными глинисто-кремнистыми породами и в меньшей степени силицитами ( $C_{орг} - 8\%$ ). Мощность разреза свиты составляет порядка 40 м. Мощность преимущественно биогенной кремнистой пачки пород – 12–14 м, суммарная мощность аргиллитов – около 20 м. На Каймысовском своде в своей нижней половине свита представлена смешанными глинисто-кремнистыми породами и силицитами ( $C_{орг} - 12.5\%$ ), а в верхней части – относительно низкоуглеродистыми аргиллитами ( $C_{орг} - 2.2\%$ ). Мощность глинисто-кремнистых пород и силицитов составляет 10–20 м, аргиллитов – 6–15 м. Мощности свиты в отдельных скважинах изменяются от 25 до 30 м. В Нюрольской мегавпадине наблюдаются разрезы, мощностью около 20 м, представленные преимущественно биогенными глинисто-кремнистыми породами и силицитами ( $C_{орг} - 8-12\%$ ). В кровле свиты присутствует пачка смешанных низкокарбонатных кремнисто-глинистых пород ( $m = 1$  м). На Александровском своде разрез баженовской свиты складывается в своей нижней части – силицитами ( $C_{орг} - 10.5\%$ ,  $m = 5$  м), в средней – смешанными глинисто-кремнистыми породами ( $C_{орг} - 16.5\%$ ,  $m = 6$  м), в верхней – смешанными глинисто-кремнистыми породами близкими к аргиллитам ( $C_{орг} - 3.5\%$ ,  $m = 6$  м). Общая мощность свиты составляет 15–20 м.

В северо-западной части Межовского мегамыса на Западно-Межовском куполовидном поднятии этой тектонической структуры нижняя ( $m = 12$  м) и верхняя ( $m = 7$  м) пачки баженовской свиты представлены смешанными кремнисто-глинистыми породами близкими к аргиллитам с содержанием  $C_{орг} - 3-6\%$ . Пачка силицитов и смешанных кремнисто-глинистых пород близких к ним, залегающая над нижней пачкой, имеет мощность около 4 м. Далее она сменяется смешанными глинисто-кремнистыми породами с равным содержанием кремнезема и глинистого материала с содержанием  $C_{орг} - 9-10\%$ . Мощность этой пачки составляет около 12 м, общая мощность свиты – около 30 м. В северной части Межовского структурного мегамыса на границе с Северо-Межовской моноклиной разрез исследуемых отложений, в отличие от ранее описанного, преимущественно биогенный, мощностью 20 м. Баженовская свита здесь представлена, главным образом, смешанными глинисто-кремнистыми низкокарбонатными породами близкими к силицитам, со средним содержанием  $C_{орг}$  около 11% ( $m = 18$  м), далее вверх по разрезу она сменяется смешанными глинисто-кремнистыми породами, без преобладания какой либо компоненты ( $C_{орг} - 11.87\%$ ,  $m = 5$  м). Анализ распределения  $SiO_2/Al_2O_3$  по разрезу показал, что в баженовской свите, расположенной в пределах Межовского района, этот показатель не превышает 6 по всему разрезу свиты. В целом, в других из вышеупомянутых юго-восточных районов, оно несколько повышено в нижней пачке свиты, в среднем около 9, редко до 16, в средней части составляет 6–8. Далее вверх по разрезу уменьшается до 3, что указывает на постепенное увеличение доли терригенной составляющей по мере седиментации свиты.

*Центральные районы ЗСБ.* В Салымском и прилегающим к нему районам Юганской мегавпадины, баженовская свита, имеет трехчленное строение: нижняя часть представлена кремнисто-глинистыми породами (5–10 м), средняя – глинисто-кремнистыми породами и силицитами (15–20 м), верхняя – карбонатно-глинисто-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  $C_{\text{орг}}$  около 3%). Пачка с кокколитами в разрезах этих районов отсутствует. Разрезы баженовской свиты встреченные в Хантейской гемиантеклизе в районе между Сургутским и Нижневартовским сводами в целом имеют сходное строение разрезов, с разрезами, встреченными в Юганской мегавпадине. За исключением того, что нижняя пачка свиты (смешанные кремнисто-глинистые породы), наблюдаемая в последних из вышеупомянутых, в этом районе отсутствует. Здесь разрез свиты начинается с силицитов, мощностью 8–12 м. В верхней части свиты в этом районе встречаются прослои с повышенным содержанием барита ( $BaO = 5\text{--}45\%$ ). **Общая мощность свиты около 20 м.** На юге Южно-Надымской мегамоноклизы исследованные отложения представлены, главным образом, силицитами, мощностью около 20 м. Верхняя пачка свиты мощностью около 2–3 м складывается смешанными известково-глинисто-кремнистыми породами (с реликтами кокколитофорид). На севере Южно-Надымской мегамоноклизы на границе с Северным сводом встречен разрез, мощностью 18 м, резко отличающийся от вышеописанного по своему составу. Он в своей нижней половине представлен смешанными низкокарбонатными глинисто-кремнистыми породами с прослоями известняков мощностью 0.2–0.5 м, мощность пачки порядка 12 м, а в верхней – смешанными глинисто-кремнистыми породами близкими к аргиллитам, с прослоями известняков 0.1–0.2 м. В общем, разрезы центральной части характеризуются повышенными значениями  $SiO_2/Al_2O_3$  по сравнению с юго-восточными районами ЗСБ, здесь это отношение более 6, в некоторых пачках достигает 12–14.

В результате проведенного исследования установлены следующие различия в составе и условиях формирования баженовской свиты в центральных и юго-восточных районах ЗСБ. Разрезы центральных районов ЗСБ представлены, главным образом, высококремнистыми и смешанными известково-глинисто-кремнистыми высокоуглеродистыми породами с повышенными значениями соотношения  $SiO_2/Al_2O_3$  (более 6), преимущественно биогенного происхождения. В верхней части этих разрезов присутствует пачка, содержащая значительное количество реликтов кокколитофоридовых водорослей. В Юганской мегавпадине мощность баженовской свиты больше (на 10–15 м), чем на Хантейской гемиантеклизе, что позволяет предположить, что мощность исследуемых отложений в этой области контролируется тектоническим фактором. Сходное строение разрезов свиты наблюдается в Нюрольской впадине. Именно, тот факт, что на эту территорию и в районы центральной части ЗСБ не доходил глинистый материал турбидитных низкоплотностных потоков практически в течение всего периода осадконакопления баженовской свиты, **сыграло положительную роль в накоплении** большего количества органического вещества (10–20%), по сравнению с другими территориями распространения свиты. В южной части изученной территории мощность преимущественно биогенной кремнистой пачки несколько сокращается – до 15–20 м, в некоторых случаях до 5 м. В ряде случаев на заключительном этапе, предположительно, в связи с проградацией береговой линии, в этот район поступал терригенный глинистый материал, происходило осаднение материала аргиллитов и близких к ним смешанных пород ( $SiO_2/Al_2O_3$  менее 6). Биогенная седиментация здесь прекратилась раньше, чем в центральной части ЗСБ.

Авторы признательны аналитикам химических лабораторий ИГМ и ИНГГ СО РАН за выполнение химических анализов пород.

### Литература

*Балушкина Н. С., Калмыков Г. А., Кирюхина Т. А. и др.* Закономерности строения баженовского горизонта и верхов абалакской свиты в связи с перспективами добычи нефти // Геология нефти и газа. 2013. № 3. С. 48–61.

*Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Эдер В.Г.* Некоторые аспекты формирования баженовской свиты в центральных районах Западно-Сибирского осадочного бассейна // Литосфера. 2005. № 4. С. 118–135.

*Зубков М.Ю., Доронина Н.А.* Геохимия пород баженовской свиты // Доманикиты Сибири и их роль в нефтегазоносности. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1982. С. 68–76.

*Немова В.Д., Колосков В.Н., Покровский Б.Г.* Формирование карбонатизированных коллекторов в глинисто-кремнистых отложениях баженовского горизонта на западе Широкого Приобья // Разведка и охрана недр. 2011. № 12. С. 31–35.

*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.

*Ушатинский И.Н., Ибрагимова Т.А.* Особенности литологического строения баженовской свиты (месторождения Большой Салым) // Нефтегазовая геология и геофизика. 1982. № 11. С. 12–13.

*Эдер В.Г.* Некоторые типы разрезов верхнеюрских баженовской и георгиевской свит Обь-Иртышского междуречья // Геология и геофизика. 2006. Т. 46. № 6. С. 746–754.

*Wignall P.V.* Black Shales. Oxford: Clarendon Press, 1994. 127 p.

## АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абрамов В.Н. ....	9, 13	Зинчук М.Н. ....	92
Алексеев В.П. ....	4, 6	Зинчук Н.Н. ....	84, 88, 92
Алешин В.В. ....	293	Ибламинов Р.Г. ....	96
Антонов В.А. ....	32	Иванов А.В. ....	113, 293
Антоновская Т.В. ....	9, 13	Иванова Н.А. ....	217
Антошкина А.И. ....	16	Изотов В.Г. ....	144
Анфимов А.Л. ....	18	Икон Е.В. ....	98
Арефьев М.П. ....	22, 181	Илларионова А.М. ....	98
Аржавитина М.Ю. ....	271	Калинина Т.А. ....	284
Аухатов Я.Г. ....	25, 27, 184	Канипова З.А. ....	73
<u>Баженова О.К.</u> ....	105	Каныгина Н.А. ....	135
Байгузина А.З. ....	179	Караковский Е.А. ....	153
Бараш И.Г. ....	293	Карнаухова Г.А. ....	102
Баширов Р.И. ....	192	Карнюшина Е.Е. ....	105
Белогуб Е.В. ....	29	Карпова М.С. ....	278
Белоусова Е.А. ....	135, 220	Каячев Н.Ф. ....	107
Беляев Е.В. ....	32	Климова Е.В. ....	286
Berthault G. ....	34	Коковкин А.А. ....	110, 113
Берто Г. ....	141, 144	Колесников А.В. ....	116
Бигун И.В. ....	37	Коломиец В.Л. ....	120, 122
Блинов С.М. ....	174	Коржнев В.Н. ....	124
Бояршинова М.Г. ....	39	Костомаха В.А. ....	265
Брусницын А.И. ....	41	Котельников И.А. ....	107
Бубнова Е.С. ....	210	Котова Л.Н. ....	127
Будаев Р.Ц. ....	120, 122	Кравчишина М.Д. ....	160
Бурлева О.В. ....	45, 81	Крупенин М.Т. ....	129
Буянтуев М.Д. ....	293	Кудаманов А.И. ....	132, 278
Вакуленко Л.Г. ....	186	Кузнецов Н.Б. ....	135, 220
Вахнин М.Г. ....	48	Кулешов В.Н. ....	176
Введенская А.И. ....	265	Кучева Н.А. ....	138
Верещагин О.С. ....	205	Лаврушина Е.В. ....	148
Ветрова Н.И. ....	53	Лаломов А.В. ....	141, 144
Вилесов А.П. ....	50	Лебедев В.С. ....	258
Винокурова Е.Е. ....	39	Леоненко Г.Н. ....	146
Вишневская И.А. ....	53, 153	Леоненко Е.В. ....	146
Вологина Е.Г. ....	55	Леонов М.Г. ....	148
Воскресенская Т.Н. ....	56	Леонова Л.В. ....	150
Габова А.В. ....	192	Летникова Е.Ф. ....	53, 153
Гаврилов Ю.О. ....	59	Лихоман О.А. ....	156
Галанкина О.Л. ....	205	Лужбина М.С. ....	214
Гафуров Ш.З. ....	276	Макаров Д.В. ....	214
Гелетий Н.К. ....	293	Макарова Н.В. ....	208
Гилязов А.А. ....	271	Мамочкина А.И. ....	160
Главатских С.П. ....	150	Мансуров Р.Х. ....	162
Глазырин Е.А. ....	62, 65	Масленников М.А. ....	217
Глазырина Н.В. ....	65	Маслов А.В. ....	165
Глушанкова Н.И. ....	56	Матвеев В.П. ....	169
Голубев А.И. ....	68	Мачулина С.А. ....	172
Голубева И.И. ....	71	Меньшикова Е.А. ....	174
Гончаренко О.П. ....	179	Мизенс Г.А. ....	176
Горбачев В.И. ....	240	Московский Г.А. ....	179
Горожанин В.М. ....	73, 135, 220	Муллакаев А.И. ....	276
Горожанина Е.Н. ....	73, 135, 220	Муравьев Ф.А. ....	181
Гражданкин Д.В. ....	116	Мухамедяров Р.Д. ....	184
Енгальчев С.Ю. ....	75	Новиков Д.А. ....	186
Есипко О.А. ....	240	Новоселов К.А. ....	29
Жигульский И.А. ....	295	Окнова Н.С. ....	189
Жуков И.Г. ....	41	Оксенойд Е.Е. ....	192
Журавлева Л.М. ....	79	Олейник Е.В. ....	194
Замирайлова А.Г. ....	81, 295	Паршина Н.В. ....	150

Петров Г.А. ....	198	Советов Ю.К. ....	244
Петров О.Л. ....	176	Сокур Т.М. ....	246
Платонов М.В. ....	37	Солошенко Н.Г. ....	53
Погребной В.Т. ....	201	Сорока Е.И. ....	18
Подковыров В.Н. ....	127, 165, 205	Стельмах А.Г. ....	249
Полянский Б.В. ....	224	Степанова Е.А. ....	194
Попов Е.Ю. ....	192	Степанова Т.И. ....	176, 252
Порох В.В. ....	179	Стомпелев И.А. ....	240
Постоленко Г.А. ....	208	Страховенко В.Д. ....	255
Потапов С.С. ....	150	Стукалова И.Е. ....	258
Предтеченская Е.А. ....	210	Стукова Т.В. ....	260, 263
Пржиялговский Е.С. ....	148	Судакова Н.Г. ....	265
Пронина Н.В. ....	214	Тарасенко А.Б. ....	169
Пустыльникова В.В. ....	217	Тарханов Г.В. ....	240
Пыжова Е.С. ....	220	Тимонина Н.Н. ....	268
Рахимзянов А.Х. ....	276	Толубаева Г.Е. ....	194
Резницкий Л.З. ....	293	Тугарова М.А. ....	144
Романюк Т.В. ....	135, 220	Уляшев В.В. ....	71
Ромашкин А.Е. ....	68	Фазлиахметов А.М. ....	271
Ростовцева Ю.В. ....	224	Хабаров Е.М. ....	273
Рубан Д.А. ....	225	Хасанов Р.Р. ....	276
Рычанчик Д.В. ....	68	Храмцова А.В. ....	278
Рябинкин С.В. ....	227	Цеховский Ю.Г. ....	148, 281
Рязанова Т.А. ....	229	Чайковский И.И. ....	284
Салдин В.А. ....	231	Червяков Р.В. ....	231
Сандула А.Н. ....	234	Червяцова О.Я. ....	150
Сапурин С.А. ....	176	Шадрин А.Н. ....	234
Свидзинский С.А. ....	179	Шейков А.А. ....	62
Седаева К.М. ....	237	Шибина Т.Д. ....	286
Сердюк З.Я. ....	210	Шишлов С.Б. ....	289
Силантьев В.В. ....	181	Школьник С.И. ....	153, 293
Сиротенко Л.В. ....	240	Штурм М. ....	55
Ситдикова Л.М. ....	144	Эдер В.Г. ....	81, 295
Смирнова Ю.Н. ....	242	Ян П.А. ....	186

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>ПРЕДИСЛОВИЕ</b> .....	3
<b>Алексеев В.П.</b> «ЛОСКУТНЫЙ» (PATCHWORK) ПОДХОД К РЕШЕНИЮ СУЩЕСТВЕННО РАЗНЫХ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ .....	4
<b>Алексеев В.П.</b> ПОНЯТИЕ «ФАЦИЯ» В РУСЛЕ СМЕНЫ ГЛОБАЛЬНЫХ ПАРАДИГМ (К МЕТАФИЗИКЕ ПАЛЕОЛАНДШАФТА) .....	6
<b>Антоновская Т.В., Абрамов В.Н.</b> ПОИСК ДОПОЛНИТЕЛЬНЫХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОБЪЕКТОВ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ С ПОМОЩЬЮ МЕТОДА БОЛЬШИХ ШЛИФОВ И ПАРАМЕТРА СМАЧИВАЕМОСТИ ПОРОД .....	9
<b>Антоновская Т.В., Абрамов В.Н.</b> ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА ПОРОД МОСКОВСКОГО ЯРУСА СРЕДНЕГО КАРБОНА ЮГО-ВОСТОКА ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ .....	13
<b>Антошкина А.И.</b> ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБУСЛОВЛЕННОСТЬ СВЯЗИ БАКТЕРИАЛЬНОГО И ФЛЮИДНОГО ТИПОВ ЛИТОГЕНЕЗА (НА ПРИМЕРЕ КОНКРЕЦИЙ В РАЗРЕЗАХ ПАЛЕОЗОЯ ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО РЕГИОНА) .....	16
<b>Анфимов А.Л., Сорока Е.И.</b> ВОЗРОЖДЕНИЕ ХЕМОГЕННО-ОСАДОЧНОЙ ГИПОТЕЗЫ ОБРАЗОВАНИЯ БОКСИТОВ СУБРА .....	18
<b>Арефьев М.П.</b> ИДЕАЛЬНЫЙ ЦИКЛИТ КОМПЕНСИРОВАННОГО ПРОГИБА И ПРИРОДА ЦИКЛИЧНОСТИ КРАСНОЦВЕТНОЙ ПЕРМО-ТРИАСОВОЙ ФОРМАЦИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ .....	22
<b>Аухатов Я.Г.</b> МИНЕРАГЕНИЯ БЕЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ ОПУСКАНИЯ НЕКОМПЕНСИРОВАННОГО ТИПА И ВОПРОСЫ КОМПЛЕКСНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГОРНО-ХИМИЧЕСКОГО СЫРЬЯ .....	25
<b>Аухатов Я.Г.</b> СЕРОНОСНОСТЬ ОБЛАСТЕЙ ОПУСКАНИЯ НЕКОМПЕНСИРОВАННОГО ТИПА ...	27
<b>Белогуб Е.В., Новоселов К.А.</b> МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ ПЕРЕКРЫВАЮЩЕЙ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКОЙ ТОЛЩИ КОКЛАНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КУРГАНСКАЯ ОБЛАСТЬ) .....	29
<b>Беляев Е.В., Антонов В.А.</b> ЛИТОЛОГИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ ДАГЕСТАНА .....	32
<b>Berthault G.</b> OROGENESIS: CAUSE OF SEDIMENTARY FORMATIONS .....	34
<b>Бигун И.В., Платонов М.В.</b> ФАЦИАЛЬНЫЕ ТИПЫ И ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВЕРХНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО ПРИАНАБАРЬЯ .....	37
<b>Бояршинова М.Г., Винокурова Е.Е.</b> ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЛЕКТОРОВ БАШКИРСКО-СЕРПУХОВСКОЙ ТОЛЩИ СЕВЕРО-ВОСТОКА СОЛИКАМСКОЙ ДЕПРЕССИИ .....	39
<b>Брусницын А.И., Жуков И.Г.</b> ОКСИДНО-СИЛИКАТНЫЕ МАРГАНЦЕВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В ЯШМАХ ЮЖНОГО УРАЛА: МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ .....	41
<b>Бурлева О.В.</b> УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КЕЛЛОВЕЙ-ОКСФОРДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ОБЬ-ИРТЫШСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ .....	45
<b>Вахнин М.Г.</b> ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ФЛЮИДОУПОРОВ НА ТЕРРИТОРИИ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ .....	48
<b>Вилесов А.П.</b> БЕНТОСНЫЕ КАРБОНАТНЫЕ ФАБРИКИ ФАМЕНА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА ПЛАСТОВ-КОЛЛЕКТОРОВ .....	50
<b>Вишневская И.А., Летникова Е.Ф., Ветрова Н.И., Солошенко Н.Г.</b> ОЦЕНКА ВОЗРАСТА ФОРМИРОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОРОГОВСКОЙ СЕРИИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНОЙ СТРАТИГРАФИИ .....	53
<b>Вологина Е.Г., Штурм М.</b> РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА, ОТОБРАННОГО НА РАЗНЫХ ГЛУБИНАХ ВОДНОЙ ТОЛЩИ ЮЖНОГО БАЙКАЛА С 1999 ПО 2001 ГОДЫ .....	55
<b>Воскресенская Т.Н., Глушанкова Н.И.</b> ОСОБЕННОСТИ ОЗЁРНОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА В ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ПРИХАНКАЙСКОЙ ВПАДИНЫ .....	56
<b>Гаврилов Ю.О.</b> ФОРМИРОВАНИЕ УГЛЕРОДИСТЫХ ТОЛЩ В МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ БАССЕЙНАХ ЮГА РОССИИ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ: ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ И УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ .....	59
<b>Глазырин Е.А., Шейков А.А.</b> О ПРОЯВЛЕНИИ ФЛЮИДНОГО ЛИТОГЕНЕЗА В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРНОГО КАСПИЯ .....	62
<b>Глазырина Н.В., Глазырин Е.А.</b> НЕФТЯНАЯ И РУДНАЯ ГЕОЛОГИЯ – ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТОЧКИ СОПРИКОСНОВЕНИЯ .....	65
<b>Голубев А.И., Ромашкин А.Е., Рычанчик Д.В.</b> ЛИТОЛОГИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЮЩИХ (ШУНГИТОВЫХ) ПОРОД КАРЕЛИИ .....	68

<b>Голубева И.И., Уляшев В.В.</b> ФОСФАТОНОСНЫЕ УГЛЕРОДИСТЫЕ КВАРЦИТЫ БАССЕЙНА РЕКИ БОЛЬШАЯ ЩУЧЬЯ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) .....	71
<b>Горожанина Е.Н., Горожанин В.М., Канипова З.А.</b> СДВОЕННЫЕ СЛОЙКИ (MUD CUPLETS) – ДИАГНОСТИЧЕСКИЙ ПРИЗНАК ОСАДКОВ ПРИЛИВНО-ОТЛИВНОЙ ЗОНЫ .....	73
<b>Енгальчев С.Ю.</b> РЕНИЕНОСНОСТЬ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЧЕХЛА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ: ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ .....	75
<b>Журавлева Л.М.</b> ВЛИЯНИЕ БИОТИЧЕСКОГО КРИЗИСА НА ГРАНИЦЕ ФРАНА–ФАМЕНА НА РИФООБРАЗОВАНИЕ .....	79
<b>Замирайлова А.Г., Эдер В.Г., Бурлева О.В.</b> СТРОЕНИЕ И ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ .....	81
<b>Зинчук Н.Н.</b> ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ–ИНДИКАТОРОВ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ДРЕВНИХ АЛМАЗОНОСНЫХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ .....	84
<b>Зинчук Н.Н.</b> ВОПРОСЫ СОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ МЕТОДОВ ПОИСКОВ АЛМАЗНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ДРЕВНИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ .....	88
<b>Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н.</b> ПРИКЛАДНЫЕ АСПЕКТЫ ОСОБЕННОСТЕЙ ВЫВЕТРИВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ПОРОД .....	92
<b>Ибламинов Р.Г.</b> ФОРМАЦИОННО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ТИПЫ НЕФТЕГАЗОВЫХ БАССЕЙНОВ И ИХ РАЗВИТИЕ .....	96
<b>Икон Е.В., Илларионова А.М.</b> ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АЧИМОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЛАСТОВ БВ <sub>10</sub> , БВ <sub>8</sub> , БВ <sub>6</sub> и БВ <sub>4</sub> В ЮГАНСКОЙ МЕГАВПАДИНЕ .....	98
<b>Карнаухова Г.А.</b> ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ АНГАРСКИХ ВОДОХРАНИЛИЩ .....	102
<b>Карнюшина Е.Е., <u>Баженова О.К.</u></b> НЕФТЕГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА КРЕМНИСТЫХ ПОРОД САКМАРСКОЙ СВИТЫ МУГОДЖАР .....	105
<b>Каячев Н.Ф., Котельников И.А.</b> ПАЛЕОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОДУКТИВНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВАНАВАРСКОЙ СВИТЫ ВЕНДА КАТАНГСКОЙ СЕДЛОВИНЫ .....	107
<b>Коковкин А.А.</b> МОДЕЛЬ НОВЕЙШЕЙ ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ НАМИБИИ .....	110
<b>Коковкин А.А., Иванов А.В.</b> НОВЕЙШИЕ ПРОЦЕССЫ В СТРУКТУРЕ ВОЛЖСКОГО (САРАТОВСКО-КАМЫШИНСКОГО) ПРАВОБЕРЕЖЬЯ: НОВЫЕ ДАННЫЕ .....	113
<b>Колесников А.В., Гражданкин Д.В.</b> К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ОТПЕЧАТКОВ АРУМБЕРИЕМОРФНЫХ ОРГАНИЗМОВ В ВЕРХНЕМ ВЕНДЕ УРАЛА, ПРИНИМАЕМЫХ ЗА ЭРОЗИОННЫЕ ТЕКСТУРЫ .....	116
<b>Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц.</b> ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ ПЕСЧАНОГО МАССИВА НИЖНИЙ КУЙТУН В БАРГУЗИНСКОЙ ВПАДИНЕ (ВОСТОЧНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ) .....	120
<b>Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц.</b> СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ ТЕРРАСОВОГО КОМПЛЕКСА УДИНСКОЙ ВПАДИНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) .....	122
<b>Коржнев В.Н.</b> ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ВЕНД-ПАЛЕОЗОЙСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ ГОРНОГО АЛТАЯ .....	124
<b>Котова Л.Н., Подковыров В.Н.</b> ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ УРИНСКОГО ПОДНЯТИЯ ПАТОМСКОГО РЕГИОНА СИБИРИ .....	127
<b>Крупенин М.Т.</b> ТИПИЗАЦИЯ МАГНЕЗИАЛЬНО-ЖЕЛЕЗИСТЫХ МЕТАСОМАТИТОВ В КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ РИФЕЯ ЮЖНОГО УРАЛА .....	129
<b>Кудаманов А.И.</b> КРЕМНИЕВЫЕ ОСАДКИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ КАК ИНДИКАТОРЫ ПУЛЬСАЦИЙ ЗЕМЛИ .....	132
<b>Кузнецов Н.Б., Горожанин В.М., Белоусова Е.А., Горожанина Е.Н., Романиук Т.В., Каныгина Н.А.</b> ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U/Pb ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ОРДОВИКА СОЛЬ-ИЛЕЦКОГО СВОДА (СКВАЖИНА 2-ОРДОВИКСКАЯ) .....	135
<b>Кучева Н.А.</b> ФАЦИАЛЬНЫЕ ОБСТАНОВКИ И СООБЩЕСТВА БРАХИОПОД НА РУБЕЖЕ РАННЕГО И СРЕДНЕГО КАРБОНА (ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН УРАЛА) .....	138
<b>Лаломов А.В., Берто Г.</b> МОДЕЛИРОВАНИЕ ПАЛЕОГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК СРЕДЫ ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МЕТОДОВ ИНЖЕНЕРНОЙ ГИДРАВЛИКИ .....	141
<b>Лаломов А.В., Берто Г., Тугарова М.А., Изотов В.Г., Ситдикова Л.М.</b> РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ ПРИУРАЛЬСКОГО БАССЕЙНА СРЕДНЕПЕРМСКОГО ВРЕМЕНИ, ИССЛЕДОВАННОГО Н.А. ГОЛОВКИНСКИМ .....	144

<b>Леоненко Г.Н., Леоненко Е.В.</b> ВЕЩЕСТВЕННО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОСТ-СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩАХ .....	146
<b>Леонов М.Г., Цеховский Ю.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В.</b> ГРАНИТНЫЕ КЛАСТИТЫ: СТРОЕНИЕ, ГЕНЕЗИС, РОЛЬ В ОБРАЗОВАНИИ ОБЛОМОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ .....	148
<b>Леонова Л.В., Червяцова О.Я., Потапов С.С., Паршина Н.В., Главатских С.П.</b> О ЧЕМ СВИДЕТЕЛЬСТВУЮТ НАХОДКИ БАРИТА В КАЛЬЦИТОВЫХ СФЕРОКРИСТАЛЛАХ И ГИПСА В ПЕЩЕРЕ ШУЛЬГАН-ТАШ .....	150
<b>Летникова Е.Ф., Вишневецкая И.А., Школьник С.И., Караковский Е.А.</b> ВЕНД-КЕМБРИЙСКИЙ ТИПОВОЙ РАЗРЕЗ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ: РАЗЛИЧНЫЕ БАССЕЙНЫ СЕДИМЕНТАЦИИ И ИСТОЧНИКИ СНОСА .....	153
<b>Лихоман О.А.</b> ПРОБЛЕМА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ВЗАИМОСВЯЗИ СОЛЕРОДНЫХ БАССЕЙНОВ С ТЕЛЕТЕРМАЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТЬЮ .....	156
<b>Мамочкина А.И., Кравчишина М.Д.</b> МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ТЕФРЫ И КРИПТОТЕФРЫ В КОЛОНКАХ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НОРВЕЖСКОГО И БАРЕНЦЕВА МОРЯ .....	160
<b>Мансуров Р.Х.</b> НОВЫЙ ТИП БОЛЬШЕОБЪЕМНОГО ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В СРЕДНЕ-ВЕРХНЕРИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ НА ЕНИСЕЙСКОМ КРЯЖЕ .....	162
<b>Маслов А.В., Подковыров В.Н.</b> ЭВОЛЮЦИЯ ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ ОБСТАНОВОК ПОЗДНЕГО АРХЕЯ-ПРОТЕРОЗОЯ: СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ .....	165
<b>Матвеев В.П., Тарасенко А.Б.</b> РЕТРОСПЕКТИВНАЯ МОДЕЛЬ СЕДИМЕНТАЦИИ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ И КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ ПОЗДНЕГО ДЕВОНА – НИЖНЕГО КАРБОНА НА ОСТРОВЕ СЕВЕРНЫЙ АРХИПЕЛАГА НОВАЯ ЗЕМЛЯ .....	169
<b>Мачулина С.А.</b> ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТУРНЕЙСКОЙ И НИЖНЕВИЗЕЙСКОЙ ДОМАНИКОИДНОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ В ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЕ .....	172
<b>Меньшикова Е.А., Блинов С.М.</b> ПРИРОДНО-ТЕХНОГЕННОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ НА УЧАСТКЕ САМОИЗЛИВА ШАХТНЫХ ВОД В КИЗЕЛОВСКОМ УГОЛЬНОМ БАССЕЙНЕ .....	174
<b>Мизенс Г.А., Кулешов В.Н., Сапурин С.А., Степанова Т.И., Петров О.Л.</b> НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ИЗОТОПНОМУ СОСТАВУ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА В ФАМЕНСКИХ И ТУРНЕЙСКИХ ИЗВЕСТНЯКАХ НА ВОСТОКЕ СРЕДНЕГО УРАЛА .....	176
<b>Московский Г.А., Гончаренко О.П., Свидзинский С.А., Порох В.В., Байгузина А.З.</b> ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕПЕРМСКИХ КАЛИЙНЫХ, КАЛИЙНО-МАГНИЕВЫХ И МАГНИЕВЫХ ПОРОД (ПОГОЖСКАЯ РИТМОПАЧКА) В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ И СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТЯХ БОРТОВОЙ ЗОНЫ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ .....	179
<b>Муравьев Ф.А., Арефьев М.П., Силантьев В.В.</b> ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ КРАСНОЦВЕТНЫХ АЛЕВРОПЕЛИТОВ СРЕДНЕЙ-ВЕРХНЕЙ ПЕРМИ НА ТЕРРИТОРИИ КАЗАНСКОГО ПОВОЛЖЬЯ .....	181
<b>Мухамедяров Р.Д., Аухатов Я.Г.</b> ИННОВАЦИОННАЯ ТЕХНОЛОГИЯ «МВТГМ» ДЛЯ ПОИСКА ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И РЕШЕНИЯ ГЕОТЕХНОГЕННЫХ ЗАДАЧ .....	184
<b>Новиков Д.А., Вакуленко Л.Г., Ян П.А.</b> ЛАТЕРАЛЬНАЯ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ И АУТИГЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ОКСФОРДСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО РЕЗЕРВУАРА НАДЫМ-ТАЗОВСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ .....	186
<b>Окнова Н.С.</b> НЕАНТИКЛИНАЛЬНЫЕ ЛОВУШКИ УГЛЕВОДОРОДОВ В ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ .....	189
<b>Оксенойд Е.Е., Попов Е.Ю., Габова А.В., Баширов Р.И.</b> ТЕПЛОВЫЕ СВОЙСТВА ПОРОД В СВЕТЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ БАЖЕНОВСКО-АБАЛАКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ФРОЛОВСКОЙ МЕГАВПАДИНЫ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ) .....	192
<b>Олейник Е.В., Толубаева Г.Е., Степанова Е.А.</b> СТРУКТУРНО-ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД АЧИМОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В АНОМАЛЬНОЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ .....	194
<b>Петров Г.А.</b> КОРРЕЛЯЦИЯ РИФЕЙСКИХ ТОЛЩ ИШЕРИМСКОЙ И ЛЯПИНСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ ЗОН (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ) И ПРОБЛЕМА ОБСТАНОВОК ФОРМИРОВАНИЯ УГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦЕВ .....	198
<b>Погребной В.Т.</b> САПОНИТОВЫЕ И АНАЛЬЦИМ-САПОНИТОВЫЕ ПОРОДЫ БЕНТОНИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ ВЕНДА НА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ .....	201
<b>Подковыров В.Н., Верещагин О.С., Галанкина О.Л.</b> ГЛИНИСТЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПЕРЕХОДНЫХ ГОРИЗОНТОВ ВЕНДА-НИЖНЕГО КЕМБРИЯ БАЛТИЙСКОЙ МОНОКЛИНАЛИ: МИНЕРАЛОГИЯ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ .....	205
<b>Постоленко Г.А., Макарова Н.В.</b> ФАКТОРЫ И МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ АЛЛЮВИЯ .....	208

<b>Предтеченская Е.А., Сердюк З.Я., Бубнова Е.С.</b> ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СРЕДНЕУРСКИХ ПРОДУКТИВНЫХ ПЛАСТОВ ИРТЫШ-ДЕМЬЯНСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ) .....	210
<b>Пронина Н.В., Лужбина М.С., Макаров Д.В.</b> ПЕРЕОЦЕНКА КАТАГЕНЕЗА ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО БАССЕЙНА ПО УГЛЕПЕТРОГРАФИЧЕСКИМ ДАННЫМ .....	214
<b>Пустыльникова В.В., Иванова Н.А., Масленников М.А.</b> ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ФАЦИАЛЬНАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ ПЛАСТА Б-VII КАТАНГСКОЙ СВИТЫ ВЕНДА НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ БАЙКИТСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ) .....	217
<b>Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Белоусова Е.А., Пыжова Е.С.</b> ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ЗИГАЛЬГИНСКОЙ И БАКАЛЬСКОЙ СВИТ ТИПОВОГО РАЗРЕЗА РИФЕЯ В БАШКИРСКОМ ПОДНЯТИИ .....	220
<b>Ростовцева Ю.В., Полянский Б.В.</b> МЕЖДИСЦИПЛИНАРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЛИТОЛОГИИ: АСТРОНОМИЧЕСКАЯ ЦИКЛИЧНОСТЬ .....	224
<b>Рубан Д.А.</b> ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ НА ТРАНСФОРМНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИНАХ В СВЕТЕ НОВОЙ МОДЕЛИ ИХ ЭВОЛЮЦИИ .....	225
<b>Рябинкин С.В.</b> ПРОБЛЕМА ВЗАИМООТНОШЕНИЙ СРЕДНИХ АРИФМЕТИЧЕСКОГО, ГАРМОНИЧЕСКОГО И ГЕОМЕТРИЧЕСКОГО ПРИ КАТАГЕНЕЗЕ УГЛЯ .....	227
<b>Рязанова Т.А.</b> МИКРОКОМПОНЕНТНЫЙ СОСТАВ И КАТАГЕНЕТИЧЕСКАЯ ПРЕОБРАЗОВАННОСТЬ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ВЕРХНЕУРСКИХ И НИЖНЕМЕЛОВЫХ ПОРОДАХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ .....	229
<b>Салдин В.А., Червяков Р.В.</b> ОРИЕНТИРОВКА ПОДОШВЕННЫХ ЗНАКОВ В НИЖНЕПЕРМСКИХ ПЕСЧАНИКАХ НА ВОСТОКЕ КАРСКОЙ ВПАДИНЫ .....	231
<b>Сандула А.Н., Шадрин А.Н.</b> СТРОЕНИЕ БАХИЛЬНОЙ АНТИКЛИНАЛИ ПО ЛИТОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ (УНЬЯ, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ) .....	234
<b>Седаева К.М.</b> СРЕДНЕ-ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ЭПОХА И ЕЕ ОТРАЖЕНИЕ В ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ ПЕРИФЕРИИ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ .....	237
<b>Сиротенко Л.В., Горбачев В.И., Тарханов Г.В., Есипко О.А., Стомпелев И.А.</b> КОМПЛЕКСНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МАТЕРИАЛОВ ГИС, ЯДЕРНО-МАГНИТНЫХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ КЕРНА ДЛЯ ГЛУБОКОПОГРУЖЕННОЙ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ В РАЗРЕЗЕ ТЮМЕНСКОЙ СГ-6 .....	240
<b>Смирнова Ю.Н.</b> ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УСЛОВНО СРЕДНЕ-ВЕРХНЕРИФЕЙСКОЙ БОНДИХИНСКОЙ СВИТЫ АРГУНСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА .....	242
<b>Советов Ю.К.</b> ПАРАМЕТРЫ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ОТЛОЖЕНИЙ ТРАНСКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РЕК .....	244
<b>Сокур Т.М.</b> ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЗМА В ВЕРХНЕВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВОСТОЧНОЙ И ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИН ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ .....	246
<b>Стельмах А.Г.</b> ЗНАЧЕНИЕ ПАЛЕОПОЧВЕННЫХ И ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЛЯ СТРАТИФИКАЦИИ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАССЕЙНА РЕКИ ЧИРЧИК .....	249
<b>Степанова Т.И.</b> ИЗМЕНЕНИЯ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА ГРАНИЦЕ ТУРНЕЙСКОГО И ВИЗЕЙСКОГО ЯРУСОВ НИЖНЕГО КАРБОНА В ПРЕДЕЛАХ ИЗОЛИРОВАННОЙ КАРБОНАТНОЙ ПЛАТФОРМЫ НА ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ ЮЖНОГО УРАЛА .....	252
<b>Страховенко В.Д.</b> ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННОГО ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В МАЛЫХ ОЗЕРАХ РАЗЛИЧНЫХ ЛАНДШАФТНЫХ ЗОН СИБИРИ (ЛЕСОТУНДРОВАЯ, ТАЕЖНАЯ ИЛИ ЛЕСОБОЛОТНАЯ, ЛЕСОСТЕПНАЯ, СТЕПНАЯ) .....	255
<b>Стукалова И.Е., Лебедев В.С.</b> СОСТАВ ОСТАТОЧНЫХ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ В УГЛЯХ И ИЗМЕНЕНИЕ ИХ СОДЕРЖАНИЯ В ПРОЦЕССЕ МЕТАМОРФИЗМА .....	258
<b>Стукова Т.В.</b> БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ, ЦИКЛОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ И ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДЕВОНСКИХ И НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕРМСКОГО КРАЯ НА СОВРЕМЕННОМ ЭТАПЕ .....	260
<b>Стукова Т.В.</b> ВОЗМОЖНОСТИ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНОГО И ПАЛИНОФАЦИАЛЬНОГО МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКЕ ПЕРСПЕКТИВНЫХ ЗОН НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ .....	263
<b>Судакова Н.Г., Введенская А.И., Костомаха В.А.</b> АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ ПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ЛИТОГЕНЕЗА ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНО-ЛЁССОВОЙ ФОРМАЦИИ В ЦЕНТРЕ И СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РУССКОЙ РАВНИНЫ .....	265
<b>Тимонина Н.Н.</b> СТРОЕНИЕ ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА В ТЕРРИГЕННЫХ КОЛЛЕКТОРАХ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ .....	268
<b>Фазлиахметов А.М.</b> ВЕРХНЕФРАНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ РАЙОНА ОЗЕРА ЯЛАНГАСКУЛЬ (ЗАПАДНО-МАГНИТОГОРСКАЯ ЗОНА ЮЖНОГО УРАЛА) .....	271



<b>Хабаров Е.М.</b> СЕДИМЕНТОЛОГИЯ ВЕНДСКИХ СИЛИКОКЛАСТИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ – ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИИ .....	273
<b>Хасанов Р.Р., Гафуров Ш.З., Муллакаев А.И., Рахимзянов А.Х.</b> МЕТАМОРФИЗМ УГЛЕЙ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ СТЕПЕНИ ЛИТИФИКАЦИИ РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТАТАРСКОГО СВОДА .....	276
<b>Храмцова А.В., Кудаманов А.И., Карпова М.С.</b> ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И СОСТАВ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ СРЕДНЕОБСКОЙ НГО .....	278
<b>Цеховский Ю.Г.</b> ПРОЦЕССЫ ПЛАТФОРМЕННОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ГУМИДНЫХ ЛАНДШАФТАХ ПОГРАНИЧНОЙ МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВОЙ ЭПОХИ ДЕСТРУКТИВНОГО ТЕКТОГЕНЕЗА НА ТЕРРИТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЕВРАЗИИ .....	281
<b>Чайковский И.И., Калинин Т.А.</b> МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ГЛИНИСТО-ГИПСОВОЙ ШЛЯПЫ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СОЛЕЙ (НА ПРИМЕРЕ ПОПОВСКОГО ПОДНЯТИЯ) .....	284
<b>Шибина Т.Д., Климова Е.В.</b> ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОСКОБИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕНДА И ИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ АНАЛОГОВ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ .....	286
<b>Шишлов С.Б.</b> ПОЗДНЕАПТСКИЕ РЕЧНЫЕ ДОЛИНЫ В ПРЕДЕЛАХ КРАСНОЛЕНИНСКОГО СВОДА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (ВЕРИФИКАЦИЯ СЕЙСМОФАЦИАЛЬНОЙ МОДЕЛИ РЕЗУЛЬТАТАМИ СТРУКТУРНО-ГЕНЕТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА КЕРНОВОГО МАТЕРИАЛА) .....	289
<b>Школьник С.И., Буянтуев М.Д., Резницкий Л.З., Бараш И.Г., Алешин В.В., Гелетий Н.К., Иванов А.В.</b> ГЕОХИМИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ МАРГАНЦЕНОСНЫХ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИКАТСКОГО ТЕРРЕЙНА (ХРЕБЕТ МОРСКОЙ) .....	293
<b>Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Жигульский И.А.</b> БАЖЕНОВСКАЯ СВИТА: ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ СРАВНЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНЫХ И ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО БАССЕЙНА) .....	295
<b>АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ</b> .....	299
<b>СОДЕРЖАНИЕ</b> .....	301

**Осадочные комплексы Урала и прилежащих регионов  
и их минерагения**

Сборник научных материалов  
11 Уральского литологического совещания

Рекомендован к изданию  
Ученым советом Института геологии и геохимии УрО РАН

Редактор *А.В. Маслов*

Компьютерная верстка *Н.С. Глушковой*  
Макет обложки *Н.С. Глушковой*

Подписано в печать 23.08.16. Формат 60×84 1/8. Печать офсетная.  
Усл. печ. л. 29,5. Уч.-изд. л. 29,7. Тираж 150 экз. Заказ

Институт геологии и геохимии УрО РАН  
620016, Екатеринбург, ул. акад. Вонсовского, д. 15

Отпечатано в типографии  
ООО Универсальная Типография «Альфа Принт»  
г. Екатеринбург, пер. Автоматики, д. 2, литера Ж  
Тел. (343) 222-00-34 доб. 107, с.т. 8-912-283-69-07