



VIII Всероссийское  
литологическое совещание

# ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНЫХ ПРОЦЕССОВ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ



**Материалы**  
**ТОМ I**

---

**РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК**

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

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

**РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ**

**ИНСТИТУТ ПРОБЛЕМ НЕФТИ И ГАЗА РАН**

---



**ОПТЭК**  
Объединяя решения

**МОСКВА**  
**2015**

**РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК**

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

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

**РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ**



**ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНЫХ ПРОЦЕССОВ  
В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ**

*Материалы  
VIII Всероссийского литологического совещания*

*(Москва, 27-30 октября 2015 г.)*

**Том I**

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

УДК 552.5  
Э 15

Э 15 **Эволюция осадочных процессов в истории Земли:** материалы 8-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 27-30 октября 2015 г). – Москва: РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, 2015- Том I. – 419 с.

ISBN 978-5-91961-134-9

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

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

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

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

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

Технический редактор  
В.В. Пошибаев

Публикация выполнена с авторских оригиналов  
с незначительными редакционными правками

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

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

## Генеральный спонсор

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

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

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

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

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



Подробнее об оборудовании ОПТЭК на сайте [www.optecgroup.com](http://www.optecgroup.com)

## НОВОЕ В ОСАДКООБРАЗОВАНИИ В МИРОВОМ ОКЕАНЕ

А.П. Лисицын

*ИО РАН, Москва, e-mail: lisitzin@ocean.ru*

Благодаря открытию рассеянной формы осадочного вещества стало возможным прямое изучение осадочного процесса не только в Мировом океане, но и во всех связанных с ним геосферах. Океаны и моря – глобальные ловушки-самописцы осадочных процессов в геосферах. Осадочный процесс подчинен четырем законам зональности Безрукова – Лисицына и глобального океанского конвейера (ГОК). Его работа определяется ежегодным возникновением тяжелых холодных вод в Арктике и Антарктике, возникают придонные области горизонтального переноса и седиментации сходные с реками.

Мировой океан – это природная лаборатория современных и древних (геофизика и бурение) осадочных процессов площадью около 71% поверхности Земли. Здесь изучены процессы, проходящие в необычных РТ условиях давление до 1 тыс. атм, температура от -1,5 до +400°C. Объект исследований – дно океана – удален от исследователя подвижной толщей вод мощностью до 11 км.

Эпоха великих океанских открытий в СССР началась с рейса «Витязя» (1949 г.) и развивалась далее в рейсах шести крупных плавучих институтов более чем в 300 рейсах. Это длительные рейсы в самые удаленные части Мирового океана, в области больших глубин (до 11 тыс. м), через все климатические зоны с донными осадками разных типов.

Это также около тысячи погружений подводных аппаратов «Мир» (а ранее «Пайсис») на глубины 2-6 тыс. м с комплексом работ, приближающимся к надводным исследовательским судам, картированием дна и отбором проб. Начато в 1955 г. изучение осадконакопления в Южном океане, а также на серии трансокеанских разрезов через все климатические зоны.

Более чем полувековая работа в океане по единому плану привела к многочисленным открытиям. Эти открытия вместе с работами иностранных исследователей привели не только к открытию новых явлений и процессов, но и к смене главной парадигмы наук о Земле: на смену фиксистской пришла мобилистская – глобальная тектоника литосферных плит.

Мировой океан (361 млн. км<sup>2</sup>) почти в 3 раза превышает площадь континентов, которые столетиями изучались учеными разных стран, но только сейчас открылась эта главная часть планеты, геология которой коренным образом отличается от геологии континентов. Это область коры особого океанского типа. На дне океанов идет процесс современного образования земной коры со скоростью от <1 до 16-18 см/год, с последующим уходом плит на глубины в областях субдукции. Экспозиция для прямого исследования осадочных толщ на плитах океана составляет около 160 млн. лет. Глубоководное бурение (с 1968 г.) в сочетании

с данными геофизики привели к развитию нового направления наук о Земле – палеоокеанологии с изучением древней части осадочной толщи.

Интенсивное изучение донных осадков океанов начатое в послевоенные годы (1950-1955 гг.), дополняется изучением рассеянной и растворенной форм осадочного вещества (микро- и наночастицы и растворы). Начатое в СССР изучение этих форм вещества было подхвачено иностранными учеными и теперь стало, наряду с осадками, – важной частью морской геологии.

С началам изучения океанов и морей особое внимание уделялось не только изучению донных осадков, но и рассеянных форм осадочного вещества – микро- и наночастиц [4–11].

Эти работы по седиментологии протекали в комплексе с исследованием условий среды, получением данных по физической океанологии, гидрохимии и биологии (фито- и зоопланктон, бентос), а также по донным осадкам поверхностного слоя дна и в колонках (длиной до 27-34 м) (системный метод исследований). За более чем 30 лет работ удалось охватить исследованиями основные регионы Тихого океана – самого крупного на Земле, а затем и других океанов включая Южный.

Здесь в отечественных экспедициях получено более 10 тыс. проб микро- и наночастиц, и тысячи проб донных осадков. По сравнительном изучении взвесь-донный осадок удалось установить значительное поступление автохтонного вещества биологической природы, а также ледового материала (в Охотском и Беринговом морях, и в Антарктике), аэрозольного вещества в аридных зонах океанов.

Эти исследования были расширены и дополнены также в ходе первых шести антарктических экспедиций с работами не только в южном полушарии, но и детальных исследованиях на шельфах и склонах Антарктиды, а также на меридиональных разрезах через Индийский и Атлантический океан.

В этих рейсах удалось поставить также изучение рассеянного осадочного вещества атмосферы и осадочного вещества криосферы южного полушария (морские льды всех видов, айсбреги, выводные ледники и оледенение на шельфе). Дальше рассеянное вещество, как и донные осадки, изучалось во всех геосферах.

Несколько лет продолжалось изучение взвесь-осадки в Атлантике (совместно с группой проф. Е.М. Емельянова).

В восьмидесятые годы началась тридцатилетняя эпопея по изучению подводной гидротермальной деятельности и придонного слоя океанов на глубинах 3-6 км с применением подводных аппаратов «Мир» (с разработкой методов седиментологического и геохимического картирования с отбором проб взвеси, в т.ч. из факелов с температурой +300-400°С.

Таким образом, удалось охватить по единой программе в глобальных масштабах с применением новых приборов рассеянное осадочное вещество во всех семи внешних и одной внутренней (эндосфера) оболочках Земли [11]. Начаты также исследования внеземного вещества на поверхность суши и океана. Обработка этого огромного материала показала реальный ход осадочного процесса в морях и океанах, источники рассеянного осадочного вещества и их разнообразные связи с условиями среды, их распределение в потоках вещества на разных глубинах и во времени [1].

Наряду с применением автоматических глубинных обсерваторий нами начато изучение осадочного вещества взвеси, потоков взвеси (вертикальных и горизонтальных в геосферах) и донных осадков в природных объектах. Так аэрозоли изучаются в снеге, льдах разной природы (континентальные, морские, горные). Примеры – керны бурения льдов Гренландии (до 400 тыс. лет) и Антарктиды (около 800 тыс. лет). Это также почвы островов в морях, озерах и в океанах, растения аэрозольного питания (лишайники, мхи и др.), верховые болота и торфяники.

Ловушками терригенного вещества являются озера (их водная толща и донные осадки) и болота, а также области взаимодействия река-море (маргинальные фильтры).

Поступление эндогенного вещества записано в колонках донных осадков полученных на разных удалениях от источников.

Донные осадки озер, болот и торфяников – часто самописцы и антропогенных загрязнений.

Очень важно изучение донных осадков в фиордах отделенных порогом от открытого моря.

Эти и другие природные ловушки осадочного вещества разных геосфер дают возможность судить о потоках, составе и свойствах рассеянного вещества геосфер в отдельности, а в ряде случаев и нескольких геосфер.

Самой крупной природной ловушкой и самописцем всех внешних и внутренних геосфер являются водная толща и донные осадки Мирового океана – глобальный самописец. Его записи дополняются синхронными записями в озерах и болотах («лупы времени»).

Климатическая зональность, связанная с неодинаковым нагревом поверхностных вод (от ледовых зон до экватора) подтверждается всеми направлениями океанологии (физика, химия, биология, геология), она прослеживается до максимальных глубин и фиксируется составом и свойствами взвеси и донных осадков (вопреки классической седиментологии). Неравномерность нагрева воды в разных зонах приводит к изменениям их температуры, а следовательно, и их плотности. Другие факторы – испарение (в ряде мест оно достигает метры

в год) и ледообразование (в высоких широтах), когда при замерзании отжимаются тяжелые рассолы, которые опускаются на глубины, а поверхностный лед становится пресным.

Оставляя детали, можно заметить, что в океане идет неравномерный нагрев, изменение плотностей, что и приводит как к вертикальному, так и горизонтальному движению вод и взвеси. Возникает глобальная система поверхностных (дрейфовых) и глубинных (геострофических) течений с многочисленными ответвлениями определенных климатическими факторами.

Важное значение при этом приобретает рельеф дна, определяющий реальные потоки придонных вод со взвесью. Возникают и вертикальные потоки, из которых особенно важны подъемы к поверхности глубинных вод богатых биогенами, т.е. в зону фотосинтеза (явление гидропоники). Это апвеллинги с максимальными скоростями биогенной седиментации.

Картина зональности «живого» океана очень четко и количественно выражена в первичной продукции фотосинтеза, т.е. в создании биогенного (автохтонного) вещества биогенной триады ( $\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_{2\text{ам}} + \text{ОВ}$ ). Это вместе с тем главный источник кислорода и главный поглотитель  $\text{CO}_2$  на планете [2].

Мощность освещенного слоя не превышает в пелагиали 100-500 м именно здесь, наиболее выражены особенности климата образуется главная часть биогенного осадочного вещества. Вопреки классической схеме – это не 6-9%, а около 50% вещества донных осадков и более 70-90 во % взвеси.

Движение глубинных вод – планетарная система глобального океанского конвейера (ГОК) – осложняется срединными хребтами, поднятиями и подводными горами, которые определяют живое сечение потока, его скорость [3]. Это прослеживается и на распределении рассеянного осадочного вещества в придонном слое.

Главный барьер – материковый склон, вдоль которого возникают контурные течения и связанные с ними осадки-контуриты. Крутизна склона приводит к возникновению другого особого типа осадочных образований – гравититов. Их потоки определяются не только плотностью суспензии, но и наклоном дна.

У основания континентальных склонов – в области контуритов и гравититов – образуются условия благоприятные для образования нефти и газа. Лавинная седиментация здесь сочетается с повышенным содержанием  $\text{C}_{\text{орг}}$  и с песчано-алевритовыми прослоями в глинистых отложениях. Это подтвердилось получением промышленной нефти с глубины до 3700 м.

Глубинные течения вдали от склона образуют подобие рек в придонном слое, которые медленно перемещают осадочный материал. Образуются участки разгрузки этих потоков, которые называют дрейфами. Самые крупные из них достигают по площади тысячи и даже до



1 млн. км<sup>2</sup>. Больше всего их в зонах теплых и холодных ветвей конвейера. Уже изучено больше двух десятков дрифтов, им присвоены названия.

Теперь все осадочные образования, связанные с глубинными геострофическими течениями называют контуритами, они встречаются также в морях (Каспийское и др.) и даже в озерах. Изучено не только распределение контуритов (и порождающих их глубинных течений), но и их геометрия, в частности осадочные волны на дне высотой до 100-150 м, длиной до 100 км, а также более мелкие вплоть до ряби, которые изучались нами с подводных аппаратов. Удаётся выделять фации контуритов и турбидитов, особенности их состава и текстуры (лаистоватость и слоистость), историю образования. Выявлены и древние контуриты в осадочных толщах континентов, нередко тоже нефте-газоносные.

Глубоководные течения в ряде мест вызывают и эрозию донных осадков: фораминиферовых – при течениях 15-35 см/сек, глинистых – 100-150 см/сек, т.е. может идти избирательный перенос фораминифер с их быстрым отложением в дрифтах Северной Атлантике, нередко образуются осадочные хребты.

Контуриты и дрифты не только один из маркеров глубинных (>1500 м) течений глобального конвейера, но и индикатор климата и вентиляции океана (при снижении контрастов температуры в мезозое возникало сероводородное заражение).

Работа по дрифтам, осадочным волнам, контуритам и глубинным течениям развернута за последние годы в ИО РАН, в том числе с применением седименто-геохимических автоматических глубоководных обсерваторий АГОС.

#### Литература:

1. Богданов Ю.А., Леин А.Ю., Лисицын А.П. полиметаллические руды в рифтах Срединно-атлантического хребта (15°-40° с.ш.). Минералогия, геохимия, генезис. М.: ГЕОС, 2015, с. 256.
2. Виноградов М.Е. Развитие пелагических сообществ и биотический баланс океана. Океанология на старте XXI века. М.: Наука, 2008, с. 257-293.
3. Кошляков М.Н., Тараканов Р.Ю. Введение в физическую океанографию. М.: Изд. МФФИ, 2014, с. 142.
4. Лизунов Н.В., Лисицын А.П. Состав взвеси Берингова моря по данным спектрального анализа. М.: ДАН СССР, 1955, т. 104, № 4.
5. Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадкообразовании в морях и океанах. М.: Наука, 1988, с. 309.
6. Лисицын А.П. Атмосферная и водная взвесь как исходный материал для образования морских осадков. Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1955а, т. 13.
7. Лисицын А.П. Некоторые данные о распределении взвеси в водах Курило-Камчатской впадины. Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1955б, т. 12.
8. Лисицын А.П. Методика изучения взвеси с геологическими целями. Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1956, т. 19.
9. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978, с. 392.

10. *Лисицын А.П.* Маргинальные фильтры и биофильтры Мирового океана. Океанология на старте XXI века. М.: Наука, 2008, с. 150-225.

11. *Лисицын А.П.* Современные представления об осадкообразовании Земли. Мировой океан. М.: Научный мир, 2014, т. 2, с. 331-553.

## **ТЕРМОБАРИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ГЛУБИН ОСАДОЧНО-ПОРОДНЫХ БАССЕЙНОВ И ИХ ФЛЮИДОДИНАМИКА**

**В.Н. Холодов**

*Геологический институт РАН, Москва, e-mail: rostislavn@yandex.ru*

Породы вулканогенного и осадочного генезиса в осадочных бассейнах по разному трансформируются в их глубоких слоях при воздействии высоких давлений и температур, возрастающих по мере накопления осадков. Уплотнение и дегидратация пластических пород на примере глинистых толщ позволяет в верхних частях разреза выделять аномально-высокие и низкие пластовые давления (АВПД и АНПД), а в нижних частях – сверхвысокие и сверхнизкие давления (СВПД и СНПД) механизмы их образования различны. Со сверхвысокими давлениями связано формирование пластических даек, «горизонтов с включениями», мелкофокусных землетрясений, грязевых вулканов и соляных диапиров, они вызывают геологические преобразования осадочных толщ.

Осадочные породные, нередко газо-нефтедержащие бассейны слагаются осадочными или вулканогенно-осадочными породами, мощность которых колеблется от 7-8 км до 27-30 км. Соответственно нижние слои этих накоплений существуют при геостатических давлениях, колеблющихся от 2000 до 8000 атм. (7-29 баров) и при средних температурах от 210 до 900°C.

По мере накопления осадков в бассейне каждый пласт перекрывается последующим и в течение геологического времени погружается в область высоких давлений и температур.

Среди осадочных отложений резко выделяются жесткие породы-коллекторы (песчаники, алевролиты, некоторые известняки, конгломераты) и пластические породы-покрышки (глины, угли, соли и др.).

Их поведение при погружении в область высоких  $T$  и  $P$  весьма различно: пластические породы быстро уплотняют свое поровое пространство, благодаря чему открытая физико-химическая система диагенеза здесь переходит в замкнутую систему катагенеза, тогда как

жесткие породы-коллекторы долго остаются проницаемыми для флюидов, но с глубиной, благодаря новообразованиям минералов подвержены кольматации и закупориванию пор.

Характерно, что в краевых частях осадочных породных бассейнов жесткие породы-коллекторы фациально связаны с пластическими образованиями. Наоборот, в глубоких частях впадин как правило фациально преобладают пластические породы, главным образом – глины.

Принципиальная схема дегидратации глин при погружении, составленная по данным Дж.Берста (1969), М. Пауэрса (1969), Е. Перри и И. Хауэра (1972) и др. авторов типична для всех пластических пород [1]. В соответствии с ней процесс преобразования пластических пород при погружении распадается на две стадии дегидратации и дефлюидизации.

Первая стадия определяется, главным образом, изменением порового пространства и механическим взаимоотношением твердого и жидкого вещества; на ней преобладают процессы исследованные в работах [7], [8], [11], [2], [4], [10] и др. и формируются аномально высокие или низкие пластовые давления (АВПД и АНПД) в 1,5-2,0 раза превышающие или уступающие гидростатическим давлениям. В смежных фациях пород-коллекторов эти явления вызывают элизионные оттоки флюидов, существенно влияют на весь гидродинамический план региона и способствуют частичному запечатыванию отдельных участков пластов и проявлению осмотических явлений; эти побочные процессы в сочетании с погружением пласта создают низкие пластовые давления (АНПД), характерные для проницаемых толщ [5, 6].

Вторая стадия дефлюидизации в пластических породах протекает в условиях замкнутой физико-химической системы: она реализуется в результате повышения температуры и фазового разделения вещества в соответствии с принципом Ле-Шателье. В результате в них возникают сверхвысокие давления во много раз превосходящие гидростатические и «наложенные» на осадочные толщи (СВПД).

В отличие от АВПД и АНВД сверхвысокие пластово-штокверковые давления стимулируют не только гидродинамические (флюидодинамические), но и геологические явления. В самих пластических породах они формируют вторичную пористость, трещиноватость, брекчирование и превращают их в коллектора баженовского типа.

На сопряжении с породами-коллекторами они создают гидроплывуны и гидроразрывы и формируют кластические дайки и «горизонты с включениями». При тектоническом взаимодействии участков с аномально-высокими и аномально-низкими сверхвысокими давлениями возникают очаги мелкофокусных землетрясений, а сами зоны СВПД в некоторых районах являются «корнями» грязевых вулканов и соляных диапиров.

Возможно именно со сверхвысокими пластовыми давлениями генетически связаны пологие надвиги [9] (Западный Вайоминг США) и автономная складчатость [3] и др. (Южнокаспийская впадина).

#### Литература:

1. Блох А.М. 1977. Об универсальности модели обезвоживания осадочных толщ Пауэрса и Берста. Изв. АН СССР, Сер. Геол. 1977, № 6. С. 28-44.
2. Вассоевич Н.Б. Опыт построения типовой кривой гравитационного уплотнения глинистых осадков. Новости нефтяной техники. 1960. Сер. геол. Вып. 4. С. 12-24.
3. Григорьянц Б.В., Гулиев В.С. Обратные соотношения в складчатой структуре разновозрастных формационных комплексов отложений и возможные причины их возникновения (на примере Южно-Каспийской впадины). Доклады АН Азербайджан. ССР, 1987, № 8. С. 72-75. 1987
4. Добрынин В.П. Изменение максимальной первичной пористости песчаников на больших глубинах. Геология нефти и газа, № 9. 1968. С. 51-68.
5. Кучерук Е., Л. Шендерей. Современные представления о природе аномально-высоких пластовых давлений. Итоги науки и техники. Месторождения горючих полезных ископаемых. 1975, т. 6. М, ВНИТИ. С. 166.
6. Фертель У.Х. Аномальные пластовые давления. М. Недра, 1980. 387 с.
7. Athy L.F. (1930) Density, porosity, and compaction of sedimentary rocks. Am Assoc Petrol Geol Bull 14: Pp. 1-24
8. Hedberg H.D. (1936) Gravitational compaction of clays and shales. Am. J. Sci., 31, Pp. 241-287.
9. Hubert M.K., Rubey W.W. Role of fluid pressure in mechanics of over thrust faulting. Geol. Soc. Amer. Bull. v. 70. 1959, № 2. Pp. 62-87.
10. Rieke H.H., Chilingarian C.V. (1974): Compaction of argillaceous sediments. Developments in Sedimentology 16. 1974. 424 pp.
11. Weller J.M. Compaction of sediments. Am. Assoc. Petrol. Geol., №43. 1959. Pp. 273-310.

## АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ РАЗВИТИЯ НЕФТЕГАЗОВОЙ ЛИТОЛОГИИ

**А.Н. Дмитриевский**

*ИПНГ РАН, Москва, e-mail: a.dmitrievsky@ipng.ru*

Во все времена литология формировала фундаментальные знания, служившие основой для многих геологических дисциплин. Анализ наиболее острых научных споров по проблемам геологии нефти и газа показывает, что очень часто дискуссии разгорались из-за того, что представители различных научных школ для своих построений использовали разные методологические подходы. В нефтегазовой литологии новые вызовы, связаны с необходимостью обосновать высокую промышленную продуктивность пород, которые ранее относились к непроницаемым флюидоупорам или нефтегазоматеринским толщам.

В последнее десятилетие литология и её сравнительно молодая ветвь нефтегазовая литология встречаются с вызовами, затрагивающими многие стороны устоявшихся, казалось бы, незыблемых основ. Являясь древнейшей геологической наукой, литология за многие

десятилетия своего развития накопила важнейший фактический материал. Корифеи литологической науки обеспечили её устойчивое и эффективное развитие.

В нашей науке установились демократические основы формирования знаний, а многочисленные дискуссии способствовали нахождению новых подходов и решений, обеспечивающих эффективное развитие литологических исследований.

Анализ наиболее острых научных споров по проблемам геологии нефти и газа показывает, что очень часто дискуссии разгорались из-за того, что представители различных научных школ для своих построений использовали разные методологические подходы. Большинство разногласий возникало не из-за ошибочности тех или иных теоретических построений или недостоверности фактического материала. Дискуссии разворачивались в связи с разными подходами к видению объектов исследования и способов их изучения.

Так, например, при изучении горных пород исследователи всегда стремились их сгруппировать, используя тот или иной набор признаков. Проблема выделения формаций рассматривались Н.М. Страховым, Н.С. Шатским, Н.Е. Херасковым, Н.Б. Вассоевичем и другими выдающимися учеными. При этом одни ученые использовали генетические признаки при выделении формаций, другие оспаривали возможность генетического подхода при группировании пород в единицы формационного уровня.

С позиций сегодняшнего дня, базируясь на основных положениях системного анализа, можно уверенно утверждать, что разный подход к выделению формаций был обусловлен разным мировоззрением исследователей. Сторонники генетического подхода, считают своей основной задачей изучение объектов в том виде, в каком они созданы природой. Данный подход имеет право на жизнь, так как он отражает извечное желание ученых познать закономерности строения окружающего нас материального мира. Это - фундаментальная задача исследований. Сторонники агенетического подхода считают своей основной задачей получение конкретного результата. Из множества признаков объекта они выбирают те, которые вытекают из поставленной перед ними задачи исследования или сформулированной цели. Подобный подход крайне необходим при проведении прикладных исследований. Целевые установки подчинены скорейшему достижению поставленной задачи и не ориентированы на решение фундаментальных проблем.

Таким образом, дискуссии велись по разным объектам и по разным базам данных. Для сторонников естественного подхода в геологии объект - святая святых, со всеми признаками, созданными природой. Сторонники целевого подхода в геологии конструируют объект сами: из множества свойств объекта при его конструировании и последующем изучении ими выбираются только те, которые необходимы для достижения поставленной цели.

В нефтегазовой литологии эти вызовы связаны с так называемой сланцевой революцией, когда появилась необходимость обосновать высокую промышленную продуктивность пород, которые ранее относились к непроницаемым флюидоупорам или нефтегазоматеринским толщам, дающим рождение нефти и газа, но не обладающим эффективной пористостью и проницаемостью.

Как показывают исследования, сланцевые углеводороды, да и многие нетрадиционные ресурсы нефти и газа являются в значительной мере нетрадиционными резервуарами. Это – и сланцевые формации, и плотные коллекторы (tight gas, tight oil), и карбонатные аналоги сланцевой нефти, а также баженовская свита, доманик, хадумская свита и др. Выполненные к настоящему времени работы позволяют сделать заключение, что формирование нетрадиционных скоплений нефти и газа, их распределение в резервуаре, свойства углеводородов в значительной мере зависят от литологических особенностей пород и степени их участия в преобразовании органического вещества.

Трудно переоценить роль литологических исследований в совершенствовании геологического и гидродинамического моделирования. Детальные исследования позволили установить влияние на фильтрационные процессы различных литологических параметров пород, определяющих их коллекторские свойства. В традиционную формулу закона Дарси предложено ввести дополнительные коэффициенты, отражающие особенности формирования параметров сопротивления фильтрационным процессам.

Создана схема сопряжения элементов системы «обломочный коллектор», которая представлена в виде стационарных операторов, удобных для программирования.

## **ДИНАМИЧЕСКАЯ ЛИТОЛОГИЯ: ПРЕЖНИЕ КОРНИ И НОВЫЕ РОСТКИ ФУНДАМЕНТАЛЬНОГО НАУЧНОГО НАПРАВЛЕНИЯ**

**О.В. Япаскерт**

*МГУ имени М.В. Ломоносова; ГИН РАН, Москва, e-mail: yapaskurt@mail.ru*

Анализируется история развития фундаментального научного направления литологии на грани с интересами геотектоники и учений о твердых и углеводородных полезных ископаемых, по единой проблеме: «литогенез и геодинамика». Рассматриваются аспекты методологии исследования, постановок и содержания научных задач, путей и способов их решения на примерах работ полувекового периода зарубежных и отечественных литологов, включая авторские. Предлагается наименование этой научной ветви: «динамическая литология». Объясняется её принципиальное отличие от смыслового содержания ранее принятого в геологии понятия: «литогеодинамика»

В истории науки, как известно, новое оказывается временно позабытым старым – возрождаемым и качественно совершенствуемым. Сегодня, готовя обзор состояния исследований по проблеме «литогенез (осадочное породообразование) и геотектоника», автор перечитал переведенную на русский язык книгу 60-летней давности известных американских классиков В.К. Крумбейна (петрографа-осадочника) и Л.А. Слосса (стратиграфа), в переводе известного советского литолога С.Г. Саркисяна «Стратиграфия и осадкообразование» [3], и остановился на незапомненном и нестандартном, никем не повторенном впоследствии термине в наименовании главы X: «**Тектоника осадочных пород**». И тут же увидел разъяснение этого «странного» словосочетания: «Тектоника осадочных пород – это наука о взаимоотношениях между тектоническими движениями и осадконакоплением» [3, с. 292]. А ещё через две строки – конкретизацию: «Данная глава посвящена описанию соотношений между свойствами осадочных пород и интенсивностью тектонических движений в области накопления осадков». И тут же следовал перечень сведений о **литологических комплексах**, свойственных определенным стадиям и геотектоническим условиям формирования литосферы, по данным других классиков того времени – Е.К. Дэпплз, В.К. Крамбейна, Л.Л. Слосса, 1948 г. и др.

Очевидно, что вся логика развития литологии с укоренившимися в ней генетическим, историко-геологическим и системным аспектами своих исследований, вместе с логикой зародившегося к началу XXI века мультидисциплинарного бассейнового анализа – создали такую ситуацию, когда можно констатировать реально существующее, актуальное и перспективное научное направление, которое не приобрело ещё общепризнанного наименования, и по нашему мнению может быть названо как **динамическая литология**, или *учение о динамике эволюции осадочного процесса в генетическом единстве с динамикой формирования верхних земных геосфер*.

**Осадочный процесс** *sensu lato* рассматривается здесь в объеме всех пяти стадий генезиса осадочных пород: мобилизации и транспортировки веществ (минеральных и органических) в *седиментосфере*; их концентрирования в осадке и дальнейших фазовых и трансформационных многоэтапных преобразованиях внутри *стратисферы* – при диагенезе и катагенезе. Новое осмысление сути данного понятия чётко определил в 2001 г. А.П. Лисицын: «Современный осадочный процесс... понимается как процесс взаимодействия, обмена осадочным веществом и энергией между всеми сферами планеты» [5]. Этот постулат становится краеугольным камнем в учении «динамическая литология».

**Задачи учения:** прежде всего, систематизация свидетельств о признаках, способах и результатах закономерного влияния (явного и скрытого) факторов тектоногенеза на многостадийный генезис осадочных пород в определенных геоструктурных областях

литосферы; выявление пространственно-временных и причинных зависимостей между литогенетическими и геодинамическими процессами в пределах доступного нашему познанию интервала геологической летописи.

**Методика:** стадийный анализ истории формирования и изменений состава вещества осадочных горных пород и их ассоциаций; генетический литолого-фациальный и формационный анализы природных систем современной и древних седиментосфер и стратисферы; палеогеографические и палеотектонические построения; моделирование процессов и их динамики.

При этом упомянутый выше термин «динамика» трактуется как *процесс изменения состояния природных систем* (отдельных породных тел и их ассоциаций вместе с присущей им водно-флюидной фазой) *в их развитии*.

Объекты исследований ранжируются согласно их геоструктурной принадлежности, в нижеследующем иерархическом порядке: I – континенты и океаны; II – их тектонически относительно стабильные области (плиты кратонов и молодых платформ) и подвижные области (орогены); III – бассейны седиментации вместе с их питающими провинциями в седиментосферах (современной и в древних), а также осадочно-породные бассейны (ОПБ) и складчато-надвиговые системы (СНС) в стратисфере. Главные объекты литологического исследования относятся к третьей из вышеназванных категорий. Их изучение предполагает **системность:** для каждой из перечислявшихся выше пяти стадий осадочного процесса анализируются сведения по нескольким уровням системной организации материи: начиная от минерально-компонентного, то есть внутрислоевого уровня, переходя затем последовательно к надслоевым – фациальному, формационному и надформационными уровнями. Синтез всех этих данных в модель не сводится к простому суммированию этих сведений: учитываются главные свойства природных систем – цельность и эмерджентность применительно к факторам влияния со стороны среды их пребывания (в нашем случае – факторов влияния на литогенез динамики формирования и бытия геосфер, которые находятся ниже стратисферы).

Всё вышесказанное относится к авторскому видению путей развития уже существующего в трудах отдельных литологов вышеупомянутого научного направления, у которого корни уходят глубоко в прошлое столетие. Интерес к нему литологов периодически активизировался и временами затухал. На грани XX и XXI веков победное шествие общепризнанной климатической теории процессов литогенеза невольно приглушило значимость наработок будущей динамической литологии. Геологи стали забывать, а точнее – не упоминают о том, что выдающийся автор климатической теории литогенеза Н.М. Страхов изначально отдавал должное оценке гигантской роли тектонического фактора, говоря о нем гораздо реже, чем о климатах, но зато очень метко. Например, во второй части своего учебного



пособия 1948 г. по исторической геологии он написал: «Тектонический режим среди других факторов осадконакопления имеет особенное значение. Он является основным, ведущим фактором, влияющим на седиментацию не только непосредственно – через рельеф, но и косвенно – через изменения климата и через денудацию субстрата, питающего осадконакопление конкретных районов» [12, с. 362]. А в статье 1946 г. он опубликовал с пояснениями рисунок-схему, озаглавленную: «Эволюция осадконакопления в связи с тектонической эволюцией земной коры» [11]. Комментируя эту работу впоследствии, Н.Б. Вассоевич дал свою интерпретацию мнения Н.М. Страхова, а по существу – собственное теоретическое кредо: «Выдающийся литолог разъяснял, что тектогенез и литогенез в истории земной коры – это две стороны единого процесса» [1, с. 21]. Близкого мнения придерживался Л.Б. Рухин, публикуя большой раздел: «Тектонические типы осадочных пород» в первом выпуске сборника докладов Всесоюзного совещания по осадочным породам (Изд-во АН СССР, 1952). Там проанализированы способы влияния тектонических режимов на три аспекта: 1 – характер исходного осадочного материала, 2 – длительность его переноса и переотложения перед захоронением, 3 – характер окаменения. Третий, не затрагивавшийся Н.М. Страховым вначале, аспект заинтересовал литологов несколько позднее – см. в [2, 4, 6, 8, 9, 13, 14].

Всплеск интересов советских ученых к проблеме соотношения тектоники с осадочным породообразованием нашёл отражение в томе I сборника пленарных докладов 8-го Всесоюзного литологического совещания 1968 г. [10]. Там в сообщении А.Б. Ронова и В.Е. Хаина впервые приводились количественные параметры по результатам расчетов масс и объемов веществ, перераспределяемых при литогенезе в конкретных тектонических условиях, и констатировано нижеследующее: «В настоящее время совершенно очевидно, что на всех стадиях литогенеза, включая выветривание, перенос, накопление, диагенез, эпигенез (катагенез) характер течения процессов определяется в основном соотношением тектонической активности субстрата и физико-химических параметров среды в непосредственном (на первых трёх стадиях) и унаследованном (на последних двух стадиях) виде. Тектонический фактор определяет: 1) распределение на поверхности Земли областей денудации и аккумуляции; 2) объем материала, вовлекаемого в выветривание и осадконакопление; 3) количественное соотношение обломочных и хемогенных продуктов выветривания; 4) скорость сноса и дальность перемещения материала, а следовательно, длительность воздействия физико-химических факторов среды на материнское вещество осадочных пород; 5) гранулометрию, особенно сортировку осадка; 6) соотношение обломочных и биохемогенных осадков; 7) скорость захоронения и глубину погружения и, таким образом, степень диагенетических и эпигенетических изменений осадков» [10, с. 68].

До сих пор перечень этих аспектов влияния тектонических факторов на генезис осадков (преобразуемых в конечном счёте в горные породы) не утратил актуальности как программа целенаправленного исследования. Изначально главное внимание сосредоточивалось на первых шести аспектах стадии седиментогенеза, например, в трудах Г.А. Каледы с коллегами, Г.Ф. Крашенинникова и др. Влияние экзо- и эндогенных, управляемых тектогенезом, факторов на гипергенные процессы мобилизации веществ для седиментогенеза глубоко раскрыли в монографии 1963 г. Т.Н. Разумова и Н.П. Херасков. А иностранные исследователи характеризовали в подробностях фации, мощности осадков и темпы их накопления в различных структурно-тектонических областях, меняя геосинклинальную парадигму на плитно-тектоническую; это монографии 70-80-х годов XX в. Ф. Дж. Петтиджона, Х. Рединга, Р.К. Селли, Э. Хеллема и переведенная в 1986 г. на русский язык книга «Седиментология» польских авторов Р. Градзинского, Р. Костецкой, А. Радомского и Р. Угруга и др. В этих работах постседиментационным процессам сравнительно с седиментационными уделялось мало места, исключая внимательный анализ способов и факторов литификации в учебниках Р.К. Селли.

Отечественные литологи сравнительно чаще зарубежных анализировали литификацию в её зависимости от тектонических процессов. Наиболее значимые работы – Г.А. Каледы [2, 10], А.Г. Коссовской и В.Д. Шутова [4, 10], А.С. и В.Т. Лукьяновых [6], и относительно немногих др., а на рубеже прошлого и нынешнего столетия к этой проблеме обратились И.М. Симанович, М.И. Тучкова и автор [8, 9, 13, 14].

Близко к упомянутому времени, в 90-х г.г. появились фундаментальные работы по проблеме тектонических условий седиментогенеза в коллективе ленинградской (санкт-петербургской) школы литологов ВСЕГЕИ – С.И. Романовского [7], Г.А. Беленицкой и др. Главный акцент в их работах был посвящен анализу строения формационных рядов в осадочных бассейнах, занимающих или занимавших в геологическом прошлом определенные позиции в глобальной схеме плитотектонического районирования литосферы. Была опубликована классификация этих образований, как производная заявленной ветви науки – *литогеодинимики*. Были сформулированы её содержание, методология и задачи, которые подытожены так: «Литогеодинимики – это наука, изучающая литологические индикаторы геодинамических режимов прошлого» [7, с. 6]. Для достижения такой цели в качестве диагностических признаков палеогеодинимики принимались «... не отдельные типы пород и даже не индивидуальные ряды формаций, а только *генетически predeterminedные латеральные и вертикальные ряды осадочных и вулканогенно-осадочных формаций* могут служить надежными индикаторами при геодинамических реконструкциях. Эти ряды, вообще говоря, должны устанавливаться не эмпирически [?? – примечание автора] ..., а выводиться

из тектоно-седиментационных моделей бассейнов разных геодинамических типов» [7, с. 7]. То есть, в основу методологии этого учения закладывался не традиционный для наук о Земле индуктивный принцип, но дедуктивные, абстрактные построения, верифицируемые последующей практикой геологических работ.

Не исключая правомочности такого способа исследования и не обсуждая методологические проблемы, подчеркнем *принципиальное отличие обсуждаемой нами динамической литологии от литогеодинамики* С.И. Романовского и др. Динамическая литология системно анализирует причинность и опосредованность влияния тектоногенеза через многие экзогенные и эндогенные факторы на историко-геологическое развитие осадочного процесса для всех пяти его стадий в разнотипных ОПБ и СНС континентальных и океанских секторов литосферы. Это учение развивается на паритетных началах с развитием геодинамики, и может оказаться для неё весьма полезным, но при этом оно не призвано играть ту роль вспомогательного диагностического классификатора, какая предназначается для литогеодинамики. Динамическая литология не принимает геотектоническую модель априори, но проверяет её своими собственными методами исследования разных уровней организации единых природных систем.

**Суть интересов динамической литологии** для каждого исследуемого объекта троична: 1 – динамика процессов мобилизации веществ и осадкообразования, 2 – динамика формирования осадочных комплексов на определенных этапах геотектонической истории бытия литосферы и 3 – динамика литификации вышеупомянутых осадочно-породных комплексов.

Последний аспект сегодня исследован меньше прочих, потому что постседиментационные процессы внутрискратисферного генезиса (эпигенезиса) осадочных пород недоступны прямым наблюдениям вследствие своей глубинности и длительности, не сопоставимой со временем жизни людского поколения. Процессы литификации познаются методом стадийного анализа сохранившихся от них следов в качестве аутигенных минеральных и структурно-текстурных внутрискратисферных новообразований, которые в подробностях систематизированы автором в [13].

Такие исследования выводят нас на *этап качественного переосмысления концептуального подхода к принципам исследования скратисферы*. Она рассматривалась и до сих пор рассматривается многими геологами-тектонистами как относительно инертное тело, деформируемое под воздействием внешних сил, а в металлогении осадочная оболочка привлекла к себе внимание в основном в аспекте ее коллекторских свойств (благоприятных или неблагоприятных для миграции рудоносных флюидов) или в аспекте познания эпигенетических околорудных изменений осадочных пород и возможных их донорских

качеств применительно к рудному телу. *Нами же стратисфера будет рассматриваться как самоорганизующаяся и динамично развивающаяся органогенно-минерально-породно-флюидная система, которая сама в определенных обстановках активно влияет на постседиментационный литогенез.* Это открытая система, которая постоянно стремится достичь состояния физико-химической равновесности с периодически обновляемой средой своего местопребывания. Она постоянно подпитывается энергией и веществом как сверху, так и снизу, и она же отдает свою энергию процессам фазовой дифференциации своих собственных веществ на многих системных микро- и макроуровнях.

Именно в противоречии «система-среда» заложена суть движущих сил для большинства механизмов постседиментационных породных изменений, включая сюда стратиформный рудогенез и нефтидогенез, и именно в таком аспекте ведутся в последнее время авторские исследования динамики внутрискратисферных процессов породообразования в геологическом прошлом применительно к различным геоструктурным областям континентов и их окраин (см. [13, 14]).

Это только часть интересов динамической литологии. Другие разрабатываются коллегами из ГИН РАН, ИО РАН, Воронежского, Казанского (Приволжского), Уральского госуниверситетов и др., хотя многие из них не подозревают о том, что «говорят прозой», развивая динамическую литологию в действительности.

#### Литература:

1. *Вассоевич Н.Б.* История представлений о геологических формациях (геогенерациях) //Осадочные и вулканогенные формации / Под ред. Н.Б. Вассоевича и В.И. Драгунова. Л.: Недра. 1966. С. 5-35.
2. *Каледа Г.А.* Изменчивость отложений на тектонических структурах (её значение для поисков полезных ископаемых). М.: Наука. 1985. 192 с.
3. *Крумбейн В.К., Слосс Л.Л.* Стратиграфия и осадкообразование / Пер. с англ. С.Г. Саркисяна. М.: Гос. науч.-техн. изд-во нефтяной и горно-топливной лит.-ры. 1960. 411 с.
4. *Коссовская А.Г., Шутов В.Д.* Типы регионального эпигенеза и начального метаморфизма и их связь с тектоническими обстановками на континентах и в океанах // Геотектоника. 1976. № 2. С. 15-20.
5. *Лисицын А.П.* Литология литосферных плит // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 4. С. 522-559.
6. *Лукьянова В.Т.* Катагенез в орогенных областях. М.: Тов-во науч. изд. КМК ЛТД. 1995. 174 с.
7. *Романовский С.И.* Литогединамика осадочных бассейнов. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 1996. 44 с. (Осадочные бассейны России. Вып. 1; Роснедра, ВСЕГЕИ).
8. *Симанович И.М., Тучкова М.И.* Последиагенетические преобразования терригенных комплексов в складчатых и платформенных областях. Сравнительный анализ // Литосфера. 2010. № 4. С. 3-19.
9. *Симанович И.М., Япаскурт О.В.* Геотектонические типы постседиментационных осадочных процессов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2002. № 4. С. 3-17.
10. Состояние и задачи Советской литологии. Том. I. М.: Наука. 1970. 256 с.

11. *Страхов Н.М.* Историко-геологические типы осадконакопления // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 2. С. 39-71.
12. *Страхов Н.М.* Основы исторической геологии. Часть II. М.-Л.: Гос. изд-во геологической литературы. 1948. 396 с.
13. *Япаскурт О.В.* Литология. Разделы теории: В двух частях. Учебное пособие. М.: МАКС Пресс. 2013. Ч. I, 216 с., Ч. 2, 188 с.
14. *Япаскурт О.В.* Новое о типизации постседиментационных преобразований терригенных отложений континентов и их окраин (с учетом влияния геодинамических факторов на литогенез) // Вестн. Моск. ун-та. Серия 4. Геология. 2014. № 4. С. 42-49.

## **ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ОСАДОЧНОГО ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ В СИСТЕМАХ РАЗЛИЧНОГО ИЕРАРХИЧЕСКОГО УРОВНЯ.**

**В.Г. Кузнецов**

*РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва, e-mail: vgkuz@yandex.ru*

Анализ интенсивности, а часто и скорости эволюции геологических объектов показывает, что системы низшего уровня – атомы, частично минералы, практически не меняются в течение геологической истории, в то время как системы сложные – осадочные формации, изменяются весьма существенно. Выделено и описано четыре группы формаций – сквозного развития, исчезающие, возникающие и «одномоментного» развития в истории Земли

Геология как наука в самом широком значении слова имеет дело с материальными системами разного уровня организации - от атомов до земных оболочек. Осадочное породообразование можно обсуждать, начиная с атомов, история которых изучается геохимией осадочного процесса и включая парагенетические ассоциации осадочных пород – формации.

Настоящее сообщение касается одного вопроса – специфики эволюции осадочного процесса и осадочного породообразования в системах разного иерархического уровня. Анализ эволюции систем разного уровня организации в интервале геологического времени порядка 3,5 - 4,0 млрд. лет показывает, что интенсивность изменчивости, эволюции относительно невелики в объектах низкого уровня сложности и возрастает в системах более сложной организации.

В течение геологической истории изменений характера атомов, их количества и соотношений, по крайней мере, основных по распространенности из первых декад практически не происходит. Подчеркнем, что вопрос стоит не о формах нахождения элемента в составе соединений, которые могут резко меняться, а о строении атома и частично распространенности данного элемента. Исключения составляют радиоактивные элементы и

радиоактивные изотопы. Однако количественно они составляют ничтожную часть внешних геосфер.

Примерно аналогична ситуация со следующим уровнем организации костного вещества - закономерном сочетании атомов – минералами. Опять-таки речь идет о наиболее распространенных и прежде всего породообразующих минералах. Кварц, минералы группы полевых шпатов и слюд, пироксены и амфиболы, кальцит и доломит по своему составу и свойствам практически неизменны в течение всей геологической истории. Правда, некоторая эволюция, видимо, существует и на минеральном уровне. Так, осадочные сульфаты, по крайней мере в значительных количествах, появились, видимо, только после становления кислородсодержащей атмосферы и соответственно окислительной в целом обстановки.

Определенная эволюция отмечается в осадочных породах. При однотипном минеральном составе происходят изменения строения карбонатных пород. В протерозое широко распространены строматолитовые структуры, как доломитов, так и известняков. В фанерозое ведущими становятся биогенные - собственно биоморфные и чаще биокластовые структуры, причем, состав породообразующих организмов также меняется. В мезозое и кайнозое кроме преобладающих бентосных, значительную роль играют нектонные и планктонные организмы.

Если изменения относительно "простых" мономинеральных пород, какими являются породы карбонатные, сравнительно невелики, то изменения более сложных полиминеральных пород, каковыми являются породы обломочные, более существенны. Так, происходит последовательная смена состава песчаных пород от граувакк к аркозам, далее олигомиктовым и, наконец, мономинеральным кварцевым. Это не означает полного исчезновения тех или иных пород начала списка. Меняются, причем существенно, лишь их количественные соотношения.

Существенно более значительна эволюция на уровне крупных парагенетических ассоциаций пород – формаций. В целом можно говорить о наличии по крайней мере четырех типов эволюции формационного уровня.

Во-первых, существуют группы формаций или даже отдельные формации сквозного, практически по всей геологической истории развития, с теми или иными изменениями, как в отдельных формациях, так и особенно в группах формаций. Так, на протяжении всей геологической истории Земли существовала группа терригенных формаций, однако развитие отдельных ее типов было неоднозначно. К примеру, по крайней мере в пределах континентального блока, в неогее сокращается объем морских песчаных и песчано-глинистых формаций, в противоположность этому значение и роль моласс возрастало.

Аналогична ситуация с группой карбонатных формаций. Доломитовые и частично магнезитовые формации эпиконтинентальных бассейнов последовательно сменялись известняковыми, а примерно с середины палеозоя наряду с бентоногенными в целом мелководными, появились глубоководные нектоно-планктоногенные формации, которые в конце мезозоя и кайнозое стали практически ведущими. Подобная смена формаций в значительной степени обусловлена с одной стороны эволюцией карбонатосажающих организмов, а с другой тектоническими причинами. Так, господство цианобактерий в среднем и позднем протерозое создало геохимические обстановки, способствующие формированию доломитовых формаций; появление массового планктона в виде кокколитофорид, планктонных фораминифер и др., стало важным фактором широкого развития и распространения планктоногенных формаций. Последнее явилось также следствием глобальных тектонических изменений – расширением и прогрессирующим увеличением глубин океанов.

Во-вторых, имеются формации, если можно так выразиться "одномоментного" развития, то есть формировавшиеся лишь в определенные периоды геологической истории, в относительно узких стратиграфических интервалах, хотя, в абсолютном значении время их существования могло быть и весьма длительным. Наиболее ярким примером является железисто-кремнистая формация джеспилитов, формирование которой приходится на конец архе – начало протерозоя, и образование которой практически прекратилось с появлением и массовым развитием цианобактериальных сообществ и обусловленной их жизнедеятельностью щелочной геохимической средой. Аналогичны ордовикско-силурийская формация ракушечных фосфоритов, верхнемеловая формация писчего мела и др.

В-третьих, существуют формации, исчезающие в течение геологической истории. Таковы красноцветные аллохтонные формации гумидной зоны, последние представители которых отмечены в нижнем девоне. В девоне же закончилось образование морских углеродистых кремнистых формаций. После перми не отмечено образования пластовых микрозернистых фосфоритов. Их практически глобальное развитие приходится на венд-кембрий и, как отголосок - в перми в виде формации Фосфория и ограниченного ряда крайне мелких проявлений. Аналогично, практически только в протерозое развиты мощные магнезитовые толщи, а в конце палеозоя отмечается лишь количественно незначительное их повторение.

Наконец, в-четвертых, наряду с исчезающими имеются и нарождающиеся, вновь возникающие формации, причем их спектр даже более широк. Таковы, например, появившиеся в рифее соленосные формации, развитые с девона-карбона угленосные,

желваковых фосфоритов юры, опоковая, латеритных бокситов, появившиеся в позднем мелу и развитые практически только в кайнозое и др.

## ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ПОРОД ДОМАНИКОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ НГП, ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ НГП И ЛЕНО-ТУНГУССКОЙ НГП

**Н.К.Фортунова, А.В.Баранова, А.В.Мирнов, О.В.Волошина,  
Д.А.Самородов, Д.А.Горлов, А.Б.Зорин**

*ФГУП «ВНИГНИ», Москва, e-mail: info@vnigni.ru*

Разработана литологическая классификация для доманикоидных отложений верхнего девона – турне Восточно-Европейской платформы и куонамской формации Сибирской платформы, рассматриваемых в качестве возможных нетрадиционных источников УВ. В основу классификации положен: 1) источник исходного осадочного материала; 2) преобладающие вторичные процессы. По первому признаку выделены ряды дифференциации обломочного карбонатного материала, планктоногенного и нектонного карбоната, биогенного кремнезема и сапропелевого ОВ. Выделена группа битуминозных сланцев – пород сложного состава, образованных в результате смешения конечных продуктов дифференциации вышеперечисленных рядов. Показана определяющая роль в формировании сланцев процессов растворения и выноса кремнистого и карбонатного материала при одновременной концентрации ОВ и глинистого вещества. Выявлена связь литологического типа пород и типа коллектора. Основная роль в формировании фильтрационно-емкостных свойств пород принадлежит горизонтальной трещиноватости, присущей сланцам.

В последнее десятилетие породы доманикового типа рассматриваются в качестве возможных нетрадиционных источников углеводородов. Решение задач всестороннего детального изучения строения доманикоидных комплексов с целью оценки их перспектив невозможно без надежной литологической классификации пород, слагающих сланценозные комплексы. Трудности ее создания связаны со сложным многокомпонентным вещественным и генетическим составом материала, слагающего породы, сильной обогащенностью пород органическим веществом, интенсивным проявлением в них различных постседиментационных процессов, протекавших на различных стадиях образования пород.

Известны различные по составу и формационному положению доманикоидные формации. Предлагаемая классификация разработана для высокоуглеродистых глинисто-кремнисто-карбонатных комплексов верхнего девона-турне Тимано-Печорской и Волго-Уральской НГП и куонамской и иниканской свиты среднего кембрия Лено-Тунгусской НГП, входящих в состав *одновозрастных карбонатных формаций* и являющихся относительно глубоководными аналогами мелководных шельфовых (в т.ч. рифовых) карбонатов.

Особенностью доманикоидных комплексов является присутствие в них так называемых **битуминозных сланцев** – пород, сильно обогащенных ОВ и имеющих



смешанный глинисто-кремнисто-карбонатный состав и ярко выраженную сланцеватую текстуру. Они слагают значительную часть разреза.

Классификация проведена на основе комплексного литологического, петрофизического и геохимического изучения пород. В основу были положены 2 основных параметра: 1) источник исходного осадочного материала и 2) преобладающие вторичные процессы, сочетание которых дает сложные типы пород, характерные для доманикоидов.

По степени вторичной преобразованности породы подразделяются на 2 группы: 1) доманикоиды, сохранившие седиментационную структуру (с наложенными процессами диагенеза); 2) доманикоиды с наложенными процессами катагенетических карбонатизации и окремнения. Классификация пород первой группы проведена по исходному осадочному материалу. Прослежены четыре ряда, отражающие убывание (рассеяние и растворение) исходного материала и смешение его с осадочным материалом другого генезиса.

**Ряд пород, образованных обломочным карбонатным материалом**, отражает дифференциацию обломков по размеру – уменьшение размера обломочных частиц и увеличение количества пелитоморфного карбонатного и глинистого материала в составе пород, появление планктонных форм организмов, усиление процессов растворения обломочного карбоната. Одновременно возрастает количество глинистого материала, увеличивается доля кремнистой составляющей. Содержание Сорг увеличивается от 0,1% до 2%. Распределение битуминозного ОВ в породах – неравномерное, пятнистое. Выделение литотипов проводилось по преобладающему структурному компоненту породы. Структура пород изменяется от крупнообломочной до пелитовой. Текстура пород изменяется от массивной (известняковые конгломерато-брекчии) до микрослоистой (битуминозные известковые глины). Породы обломочного ряда часто образуют пачки, характеризующиеся градационной последовательностью литотипов.

**Ряд планктоногенного и нектонного карбоната** отражает разубоживание планктонного карбонатного материала и смешение его с мелководным обломочным карбонатом и биогенным кремнеземом. В этой группе ЛТ происходит возрастание количества биогенного кремнезема и глинистого материала. Содержание Сорг изменяется от <1% до 5%, распределение ОВ – пятнистое и равномерное. Структура пород изменяется от биоморфной до микро- тонкозернистой, а текстура – от массивной и толстоплитчатой до мелко- тонкоплитчатой.

**Ряд биогенного кремнезема** отражает его разубоживание – рассеяние, растворение и разбавление осадочным материалом другого генезиса. В этом ряду происходит убывание кремнистости и возрастание карбонатности пород. Форма выделения ОВ – рассеянная,

сгустковая. Сорг. изменяется от 2% до 10%. В состав пород этой группы входят радиоляриты и известняки с реликтовой радиоляритовой структурой.

**Ряд сапропелитов** включает породы с содержанием Сорг от 25% до 70%. Он отражает накопление сапропелевого ОВ и увеличение доли карбонатного и кремнистого материала.

Дальнейшее прослеживание выделенных рядов показывает соединение различного по генезису осадочного материала с образованием **битуминозных сланцев**. Их образование происходило при определяющем влиянии низких скоростей осадконакопления и одновременного растворения и выноса кремнистого и карбонатного материала из осадков. Сланцеватые текстуры битуминозных сланцев обусловлены чередованием в них микрослойков, образованных различным по составу и генезису осадочным материалом: карбонатным мелкообломочным, шламовым, биоморфно-детритовым, кремнистым, глинистым, а также органическим веществом. Литотипы выделены по составу минеральной части. Содержание Сорг в сланцах – от 4 до 25%.

Для пород, сильно измененных постседиментационными процессами, построены ряды **диагенетических** и **катагенетических** изменений. Ряды диагенетической доломитизации приведены для пород ряда планктоногенного карбоната и для кремнисто-карбонатных сланцев, наиболее подверженных этим изменениям. Диагенетическая кальцитизация наиболее характерна для радиоляритов. Ряды катагенетических кальцитизации и окремнения приведены для сланцев, подвергшихся наиболее интенсивным изменениям. Вторичные силициты и известняки слагают до 20% разреза сланцевых интервалов.

По содержанию Сорг. выделенные литотипы разделены на четыре подгруппы. 1) Небитуминозные породы и субдоманикоиды с содержанием Сорг 0-1%. К ним приурочены традиционные коллекторы трещинного и трещинно-порового типа. Характерно развитие разнонаправленной трещиноватости. 2) Породы с содержанием ОВ 1-4% – доманикоиды слагают как сланцеватые интервалы разреза, так и пласты известняков. Для них характерны субгоризонтальная и слабонаклонная трещиноватость. 3) Породы с содержанием Сорг 4-25% – типичные доманикиты. Это радиоляритовые породы и сланцы. По сланцеватости интенсивно развиты субгоризонтальные трещины, благодаря чему породы имеют четко выраженную анизотропию проницаемости. 4) Породы с содержанием Сорг 25-70% – сапропелиты и сапропелевые угли.

Проведенные исследования позволили определить влияние седиментационных и постседиментационных процессов на формирование пород доманикового типа. Важнейшая роль принадлежит процессам вторичного растворения осадочного материала и образованию вторичных известняков и силицитов. Выявлены зависимости между литотипом и типом коллектора. В составе выделенных пород присутствуют коллекторы порового и трещинного

типа. Основная роль в формировании фильтрационно-емкостного пространства принадлежит горизонтальной трещиноватости, которая присуща главным образом сланцам.

## **ОТОБРАЖЕНИЕ ПАЛЕОСЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ КАВКАЗА РАЗНОГО ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА**

**Ю.О. Гаврилов**

*Геологический институт РАН, Москва, e-mail: yugavrilov@gmail.com*

Многочисленные следы палеосейсмических событий (сейсмиды) установлены в морских осадочных толщах Большого Кавказа. В отложениях различного литологического состава – терригенных, карбонатных, смешанных - сейсмиды выражены по-разному. Воздействие сейсмических ударов на слаболитифицированные отложения осложняло нормальный ход процессов диагенеза, приводило к образованию морфологически сложных конкреционных тел. Нарушение первоначальной структуры отложений и повышение их проницаемости способствовало миграции продуктов диагенеза в смежные горизонты. Суммарная мощность горизонтов сейсмидов может составлять существенную долю от общей мощности толщ.

В мезозойско-кайнозойских отложениях Большого Кавказа следы землетрясений (сейсмиды, [3]) встречаются на многих стратиграфических уровнях. Палеосейсмические события по-разному отображаются в толщах морского генезиса различного литологического состава – глинистых, песчано-глинистых, глинисто-карбонатных и карбонатных. Наиболее восприимчивы к воздействию сейсмических ударов отложения зоны диагенеза, т.е. верхнего, мощностью в несколько десятков метров горизонта накапливавшейся в осадочном бассейне толщи. Слаболитифицированные отложения, залегающие ниже границы «морская вода/осадок», под воздействием сейсмических ударов теряли первичные седиментационные признаки, перемешивались, образуя горизонты хаотического строения. В зависимости от геоморфологии дна палеобассейна эта масса осадков могла перемещаться по склону и либо «исчезать» из разреза, либо в понижениях рельефа дна формировать мощные скопления. Ниже – в более литифицированных частях толщи следы сейсмических ударов фиксировались в виде трещин различной морфологии – закрытых или заполненных иным чем вмещающие породы материалом. По распространению и характеру сейсмидов в разрезах можно судить о времени и силе сейсмических событий, о различиях в их проявлении на площади палеобассейна.

Следы палеосейсмических событий наиболее отчетливо фиксируются в песчано-глинистых толщах. Связано это с явлением разжижения песчаных отложений под влиянием сейсмических ударов и образованием водно-песчаной массы, которая активно внедряется в возникшие при этом трещины, полости. В среднем миоцене безусловным центром сейсмической активности был бассейн Восточного Кавказа (Дагестан и прилегающие к нему территории Чечни). Здесь весь разрез песчано-глинистых отложений содержит следы разнообразных сейсмодислокаций: нептунические дайки, песчаные силлы (рис.1 А, Б),

горизонты поверхностного перемешивания, разного рода надвиги, распространено конседиментационное будинирование песчаных горизонтов и др. В относительно литифицированных толщах нептунические дайки формировались вдоль субвертикально ориентированных трещин, по мере же приближения к уровню перемешанных осадков, соответствующих основному сейсмическому событию, дайки возникали также вдоль наклонных трещин. На некоторых уровнях песчаные инъекции в трещины привели к образованию сетчатой структуры отложений (рис. 1, Г). В поверхностных сейсмогенных горизонтах степень перемешивания осадков различна: встречаются как крупные фрагменты разорванных пластов, так и горизонты с высокой степенью дефрагментации осадков и образования гомогенизированной массы (рис. 1, В, Д). Следствием сейсмической активности района явилось появление в нижней части среднемиоценовой толщи пластин (мощностью до 10-15 м) верхнемайкопских отложений, которые в условиях расчлененного палеорельефа отрывались и соскальзывали с поднятий. Часто встречаются также внутрiformационные надвиги и следы перемещения песчаных горизонтов по склону бассейна.

При оценке количества сейсмодислокаций в разрезах на площади выяснено, что в западном направлении следов палеосейсмичности становится меньше и они приобретают иной вид. Начиная с западной части Чечни и далее на запад сейсмодислокации «дагестанского типа» не встречаются, нептунические дайки очень редки. Зато здесь появляются необычные по морфологии карбонатные тела, образование которых связано с сейсмическими событиями – конкреции с бугорковыми наростами, сросшиеся конкреции, пирамидальные стяжения [1]. Во вмещающих их породах присутствуют также субвертикальные сейсмогенные трещинки. Миграция по ним иловых растворов с бикарбонатами железа приводила к образованию сложных конкреционных сростков, пирамидальных сидеритовых стяжений, карбонатных даек. Иногда вокруг сейсмогенных трещинок наблюдается осветление пород, связанное с удалением из них вместе с иловыми растворами части органического вещества. В более западных (Северная Осетия) разрезах  $N_1^2$  признаков сейсмической активности не отмечено.

Гораздо сложнее выявлять признаки сейсмодислокаций в литологически относительно монотонных глинистых толщах. Тем не менее, ряд признаков пород позволяет некоторые горизонты относить к сейсмитам. Так, например, в майкопских глинистых толщах выделяются горизонты с ячеистой структурой, с секущими жилками, заполненными гипсом, с обильными выделениями ярозита – которые возникли при нарушении вследствие землетрясений сплошности осадков с восстановительным типом диагенеза и поступлении в них наддонных вод, содержащих кислород. В ассоциации с ними находятся песчаные прослои с текстурами турбидитного генезиса. Достаточно высокая сейсмическая активность во время формирования

майкопской толщи вела к деструктурированию глинистых пород, повышению пористости и, соответственно, коллекторских свойств отложений.

В глинисто-карбонатных толщах палеосейсмические события приводили к деструктурированию карбонатных пластов, образованию слепых взбросо-надвигов (рис. 1, Е-З); в результате межпластовых сдвигов терялась первичная седиментационная слоистость, происходило «сглаживание» острых углов у обломков известняковых пластов. Следствием воздействия сейсмических ударов на отложения было нарушение их сплошности, повышалась проницаемость, что создавало благоприятные условия для эвакуации из отложений жидких и газообразных продуктов диагенеза. Если в этих продуктах содержался метан, то в вышележащих отложениях (в том числе накопившихся позже сейсмического события) могли возникать отрицательные изотопные углеродные аномалии. Такая картина наблюдается в разрезах среднего сеномана Дагестана, в которых установлен горизонт сейсмиков (до 15 м). В верхней части горизонта залегают несколько пластов бентонитов, что свидетельствует о совпадении периода усиления сейсмической активности и эксплозивной вулканической деятельности. Вулканизм в это время был активно развит в Закавказье, откуда и приносился пепловый материал. Полагаем, что можно, видимо, говорить о среднесеноманском эпизоде сейсмотектонической активизации, проявившемся на территории Кавказского региона.

Усиление сейсмической активности было характерно также для среднекелловейского этапа в развитии Восточного Кавказа, когда происходил переход от существовавшего в байосе-бате прогиба с терригенным заполнением к позднеюрской карбонатной платформе. Литологически келловейские сейсмиковы сходны с сеноманскими (рис.1, З).

Еще одной формой сейсмогенного нарушения первоначальной структуры карбонатных толщ являются оползневые горизонты, весьма многочисленные в маастрихтских-датских толщах Восточного Кавказа. Их мощность варьирует от первых до 10-15 м. Образование оползневых горизонтов связано с землетрясениями, сопровождавшими рост крупных конседиментационных складок в конце мела – начале палеогена.

Признаки активизации сейсмичности встречаются в переходных слоях между различными по литологическому наполнению свитами, т.е. землетрясения в ряде случаев сопровождали смену тектонического и седиментационного режима палеобассейна [2].

Суммарная мощность горизонтов сейсмиков может составлять существенную долю от общей мощности толщ, накопившихся в периоды сейсмотектонической активизации различных регионов в пределах подвижных поясов.

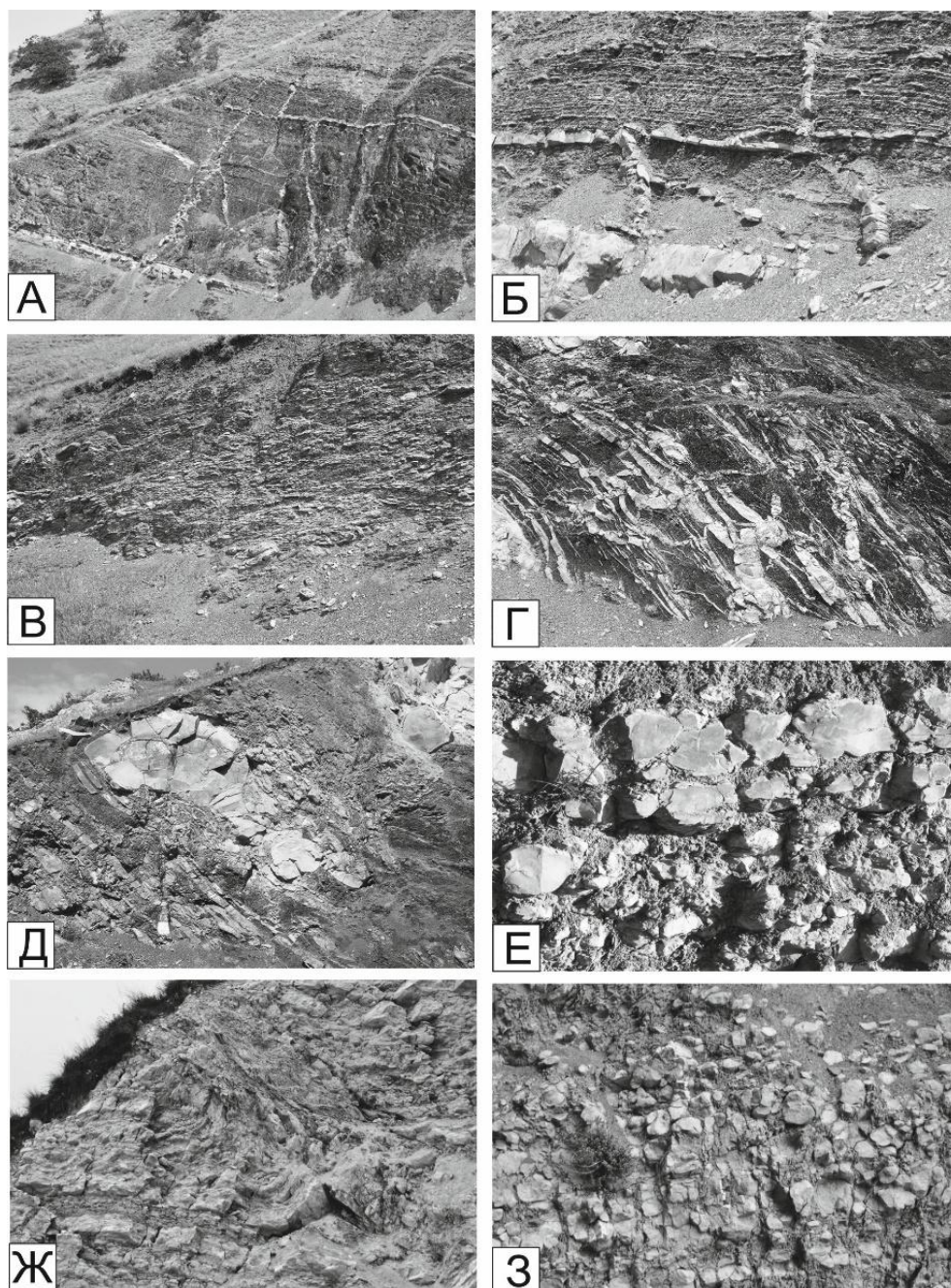


Рисунок 1

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ, грант № 15-05-07556.

Литература:

1. Гаврилов Ю.О. Диагенетические преобразования в глинистых отложениях (средний миоцен Восточного Предкавказья). М.: Наука, 1982. 100 с.
2. Гаврилов Ю.О. Динамика формирования юрского терригенного комплекса Большого Кавказа: седиментология, геохимия, постдиагенетические преобразования. М.: ГЕОС, 2005. 301 с.
3. Seilacher A. Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology*. 1969. V. 13. N 1-2. P.155-159.

# ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ И НАПРАВЛЕНИЯ РАЗВИТИЯ НЕФТЕГАЗОВОЙ ЛИТОЛОГИИ

**В.Г.Мартынов<sup>1</sup>, А.В.Постников<sup>1</sup>, О.В.Постникова<sup>1</sup>,  
В.И.Рыжков<sup>1</sup>, А.В.Городнов<sup>1</sup>, В.Г.Топорков<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*РГУ нефти и газа имени И.М.Губкина, Москва, e-mail: com@gubkin.ru*

<sup>2</sup>*Арктик ГЕРС, Тверь, e-mail: office@arctic-gers.ru*

Нефтегазовая литология рассматривает объекты различного иерархического уровня от отдельных минералов и структурных компонентов пород-коллекторов и пород-флюидоупоров до региональных нефтегазоносных комплексов. Комплексирование данных исследований керна и ГИС позволяет выделить седиментационные единицы разреза различного ранга и проследить их в результате детальной корреляции. Пространственное прослеживание седиментационных единиц на основе комплексирования литологических исследований, ГИС и 3Д сейсморазведки дает широкие возможности для проведения секвентного анализа. Весьма перспективным направлением исследований является создание цифровых моделей горных пород, базирующихся на результатах математической обработки современных высокотехнологичных методов исследований.

Развитие поисково-разведочных работ на нефть и газ и освоение месторождений во многом обеспечивается решением широкого спектра задач нефтегазовой литологии.

Наиболее актуальные из них связаны с изучением литологии нефтегазоносных комплексов и геологической неоднородности природных резервуаров, а также литологическим обеспечением геофизических, петрофизических исследований, геологического моделирования различного масштаба.

Как правило, исходными данными для нефтегазовой литологии являются результаты точечных исследований в месте расположения скважины. Анализ кернового материала, даже при непрерывном отборе в относительно протяженном интервале дает мало информации о пространственных параметрах горной породы, как геологического тела. Ограничиваясь только изучением образцов горных пород с любой степенью детальности, многие морфометрические характеристики геологических тел приходится лишь домысливать. Вместе с тем, используя комплекс геофизических данных, нефтегазовая литология, может не только определить геометрию весьма крупных нефтегазоносных объектов, но и оценить широкий спектр физических свойств пород их слагающих. Вертикальную непрерывность исследований на основе вариаций физических свойств по всему изучаемому разрезу на протяжении нескольких тысяч метров обеспечивают методы ГИС, а результаты 3Д и 2Д сейсморазведки раскрывают пространственные параметры пород на протяжении многих километров, как по вертикали, так и по латерали.

Комплексирование данных исследований керна и ГИС позволяет выделить седиментационные единицы разреза различного ранга и проследить их в результате детальной

корреляции. При этом нужно учитывать разрешающую способность методов ГИС, которая составляет около 30-40 сантиметров. То есть необходимо выделение в разрезе таких седиментационных единиц, которые можно проследить по данным ГИС. Современные технологии позволяют обеспечить практически стопроцентный отбор керна на значительных участках разреза, что дает возможность получить непрерывные литологические характеристики, в особенности с помощью современных сканирующих методов. Седиментационные единицы соответствующие разрешающей способности ГИС редко могут быть монопородными, то есть, представлены единственным литотипом. Чаще эти единицы представляют собой породные ассоциации, то есть парагенетический комплекс.

При сопоставлении литологических данных с данными сейсморазведки уровень осреднения составляет порядка 6-8 метров. В этом случае в качестве седиментационной единицы можно рассматривать относительно однородные крупные пачки, циклиты, сиквенсы.

Пространственное прослеживание седиментационных единиц на основе комплексирования литологических исследований, ГИС и 3Д сейсморазведки дает широкие возможности для проведения секвентного анализа. Вместе с тем, следует учитывать, что параметры сетки разбуривания и плотность размещения сейсмических профилей не позволяют проследить мелкие сиквенсы, толщины которых измеряются первыми метрами.

Циклостратиграфический и секвентный анализы позволяют проследить распространение фациальных зон, выявленных по результатам литологических исследований керна.

Современная нефтегазовая литология использует широкий спектр лабораторных методов исследований и высокотехнологичного оборудования применяемого для изучения текстуры, структуры и минерального состава горных пород. Наряду с этим важнейшей задачей нефтегазовой литологии является изучение их пустотного пространства. При этом исследуются такие его характеристики как: текстура, структура, характер поверхности и минеральное выполнение. Исследования пустотного пространства горных пород являются единственным прямым методом для изучения и характеристики пород-коллекторов, что особенно актуально при освоении сложно построенных, часто нетрадиционных природных резервуаров нефти и газа. Решения таких практических задач может быть эффективным только при обеспечении должной степени детальности исследований, позволяющей полноценно охарактеризовать неоднородность природного резервуара на разных иерархических уровнях.

Полноценная характеристика пород в нефтегазовой литологии не может обойтись без широкого спектра петрофизических исследований, отражающих строение, как минеральной составляющей, так и пустотного пространства. Не менее значимым является выполнение



исследований по выявлению и моделированию литолого-геофизических и литолого-петрофизических связей, характеризующих нефтегазоносные отложения. Весьма перспективным направлением исследований является создание цифровых моделей горных пород, базирующихся на результатах математической обработки современных высокотехнологичных методов исследований. Развитие этого направления исследований позволит выработать более обоснованные подходы к определению подсчетных параметров при оценке запасов углеводородов.

В связи с этим следует отметить, что серьезной проблемой при моделировании нефтегазоносных объектов являются существующие в настоящее время упрощенные представления о минералогии и микротекстуре пород-коллекторов и пород-флюидоупоров. Это обстоятельство значительно снижает качество интерпретации результатов геофизических и петрофизических исследований, а также понижает эффективность методов вторичного воздействия на продуктивные пласты. Таким образом, углубленное изучение минералогии и микроструктурных характеристик пород-коллекторов и пород-флюидоупоров является одним из наиболее актуальных проблем развития нефтегазовой литологии. Не менее актуально развитие и совершенствование лито-фациального анализа нефтегазоносных отложений на основе современных достижений в области седиментологии и комплексировании их с геофизическими методами исследований, которые позволят в значительной степени повысить достоверность геологических моделей нефтегазовых объектов.

## **УРАЛЬСКАЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ШКОЛА (1994-2015 гг.): ВЗГЛЯД**

### **ИЗНУТРИ**

**А.В.Маслов**

*ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, e-mail: maslov@igg.uran.ru*

Рассмотрена история уральских литологических совещаний (1994–2014 гг.) и направления исследований специалистов уральской литологической школы.

Литологические исследования на Урале в последние 20–25 лет сконцентрированы в Институте геологии и геохимии УрО РАН и Уральском государственном горном университете. Дать им полноценный обзор в кратких тезисах невозможно, поэтому остановимся только на двух аспектах – уральских литологических совещаниях и крупных публикациях, что в совокупности и позволит читателю получить некую общую картину.

В 1994 г. в г. Екатеринбурге состоялось 1-е Уральское региональное литологическое совещание «Палеогеодинамические обстановки осадконакопления и литогенеза», идея

проведения которого принадлежала известному уральскому литологу – Л.В. Анфимову (ИГГ УрО РАН). Деятельную поддержку ему оказали В.П. Алексеев (УГГА), В.М. Нечуехин (ИГГ УрО РАН) и М.С. Рапопорт (Уралгеолком). Предполагалось, что такие совещания будут проводиться регулярно и станут своеобразной рабочей площадкой для обсуждения актуальных вопросов литологии Урала и сопредельных регионов. Первое совещание было почти камерным; в его работе участвовало с докладами 10–12 специалистов, но далее процесс, что называется, «пошел». В этой связи мы и выбрали 1994 г. как некую точку отсчета, хотя история литологических исследований на Урале охватывает существенно более длительный, чем вынесено в заголовок, период времени.

Второе совещание состоялось осенью 1996 г. Тема его была обозначена так – «Седиментогенез и литогенез осадочных образований». Следует подчеркнуть, что организаторы изначально посчитали необходимым уйти от сухой череды номерных мероприятий, а формулировали темы обсуждения, стремясь по возможности охватить с течением времени как можно более широкий круг вопросов. С этого года обозначились и более менее постоянные сроки проведения совещания – третья декада октября.

В 1998 г. было проведено третье совещание. Темой его стали закономерности строения осадочных толщ. Так как к этому времени уральские литологические совещания уже стали достаточно известны, то география участников данного мероприятия была существенно шире, чем двух первых. В этом же году в ИГГ УрО РАН после некоторого перерыва была воссоздана «литологическая ячейка» – лаборатория литологии и в дальнейшем совещания стали проводиться силами её сотрудников при всемерной поддержке коллег из УГГУ. В 2002 г. в Горном университете появилась кафедра литологии и геологии горючих ископаемых, заведующим которой стал В.П. Алексеев.

Рубеж веков ознаменовался проведением существенно более заметного мероприятия, тема которого была сформулирована почти как тема всероссийского масштаба – «Осадочные бассейны: закономерности строения и эволюции, минерагения». Участие в нем приняли многие известные российские литологи. В дальнейшем проведено 2 совещания, посвященных результатам исследования разных типов осадочных образований. Так, в 2002 г. основное внимание было уделено терригенным осадочным последовательностям Урала и сопредельных территорий, а темой совещания 2004 г. стали карбонатные отложения Урала. Рассмотренные на них в рамках заказных и стендовых докладов вопросы обнимали весь спектр процессов седименто- и литогенеза, а также минерагении осадочных толщ рифея, палеозоя и мезозоя. Во многом благодаря этому в начале 2000-х гг. сложилось некое ядро участников уральских литологических совещаний, считавших, что принять участие в нем полезно и без доклада, предпочитая последнему широкое общение с коллегами.

В 2006 г. мы обозначили тему совещания как «Литологические аспекты геологии слоистых сред», предполагая тем самым привлечь к участию в его работе и специалистов из смежных областей наук о Земле, в том числе геофизиков, однако этот эксперимент нельзя считать 100%-но удачным. Тем не менее опыт проведения на протяжении более десятилетия литологических совещаний в стенах как УГГУ, так и ИГГ УрО РАН, позволял задумываться о чем-то «более крупном». Им стало V Всероссийское литологическое совещание «Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли» (октябрь, 2008 г.). Впервые за много лет совещание такого ранга было проведено вне Москвы. Более того, и два следующих подобных мероприятия прошли в Казани и Новосибирске, существенно расширив как географию участников, так и круг вовлеченных в организационные хлопоты институтов.

А уральские литологические совещания, как-то незаметно потеряв из названия слово «региональные», продолжались и далее. В 2010 г. тема совещания звучала как «Актуальные вопросы литологии», в 2012 г. основное внимание мы уделили «Приоритетным и инновационным направлениям литологических исследований», а в 2014 г. – «Виртуальным и реальным литологическим моделям». Последнее мероприятие прошло вместе с I Всероссийской школой студентов, аспирантов и молодых научных сотрудников по литологии, вызвавшей большой интерес как у всех участников. При этом среди выступивших с лекциями были не только опытные литологи (А.И. Антошкина, Д.В. Гражданкин, М.И. Тучкова, В.Г. Кузнецов, А.В. Ступакова, В.В. Масленников, С.Б. Шишлов, Г.А. Мизенс, А.В. Маслов), но и аспирант ИНГГ СО РАН В.В. Марусин.

Второй аспект рискует превратиться исключительно в перечисление названий монографий: 1) Верхнепалеозойский флиш Западного Урала, 1997 (Мизенс Г.А.) 2) Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория..., 1997 (Анфимов Л.В.); 3) Осадочные ассоциации рифея Волго-Уральской области..., 1998 (М.А.В., Ишерская М.В.); 4) Осадочные последовательности рифея типовой местности..., 1998 (М.А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т.); 5) Глинистые породы рифея Башкирского мегантиклинория, 1998 (Кагарманова Н.И.); 6) Тонкая алюмосиликокластика в верхнедокембрийском разрезе Башкирского мегантиклинория..., 1999 (М.А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т., Демчук И.Г.); 7) Условия формирования сидеритоносной бакальской свиты нижнего рифея..., 1999 (Крупенин М.Т.); 8) Авзянская рудоносная свита среднего рифея Южного Урала..., 2000 (М.А.В., Анфимов Л.В.). 9) Рифей западного склона Южного Урала..., 2001. Т. I–IV (М.А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В.); 10) Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне-ранней перми юга Урала, 2002 (Мизенс Г.А.); 11) Геохимия тонкозернистых терригенных пород верхнего докембрия Северной Евразии, 2008 (М.А.В.,

Ножкин А.Д., Подковыров В.Н. и др.); 12) Осадочные системы сыльвицкой серии..., 2010 (Гражданкин Д.В., М.А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л.) и др.

Не менее обширен список монографических работ литологов УГГУ с коллегами: 1) Литологические этюды, 2006 (Алексеев В.П.); 2) Угленасыщенность, петрографический состав и метаморфизм углей тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района..., 2006 (А.В.П., Русский В.И., Федоров Ю.Н. и др.); 3) Состав и генезис отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района..., 2007 (А.В.П., Федоров Ю.Н., М.А.В. и др.); 4) Атлас фаций юрских терригенных отложений..., 2007 (Алексеев В.П.); 5) Строение и корреляция отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района..., 2009 (А.В.П., Федоров Ю.Н., Савенко В.А.); 6) Стратиграфия и палеогеография мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Шаимского нефтегазоносного района..., 2010 (Амон Э.О., А.В.П., Глебов А.Ф. и др.); 7) Состав, строение и условия формирования коллекторов группы ВК восточной части Красноленинского нефтяного месторождения..., 2011 (А.В.П., Амон Э.О., Федоров Ю.Н. и др.); 8) Нелинейно-литологические эссе, 2013 (Алексеев В.П.); 9) Атлас субаквальных фаций нижнемеловых отложений Западной Сибири..., 2014 (Алексеев В.П.) и др. А если добавить сюда еще и межвузовские литологические сборники, учебные пособия по всем курсам, читаемым сотрудниками кафедры и др., и др.

Конечно, и это еще не всё, что вмещает понятие «уральская литологическая школа», но пусть пока перечисленное выше и будет тем «взглядом изнутри», что обозначен в названии данного доклада.

## **ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО ДОМАНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО И ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО БАССЕЙНОВ И УСЛОВИЯ ЕГО НАКОПЛЕНИЯ**

**Н.В.Пронина<sup>1</sup>, Н.П.Фадеева<sup>1</sup>, Т.А.Кирюхина<sup>1</sup>, М.А.Большакова<sup>1</sup>, А.А. Суслова<sup>1</sup>,  
Н.И.Коробова<sup>1</sup>, М.С.Лужбина<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*МГУ, геологический факультет, Москва, e-mail: nvproncl@geol.msu.ru*

В данной работе описывается органическое вещество (ОВ) среднефранских отложений, известных как доманиковые. Это породы сильно обогащенные ОВ и являются нефтематеринской толщей имеющей региональное распространение. На основе литологических исследований выявлены фациальные обстановки накопления изученных отложений. Комплексом геохимических анализов, охарактеризован тип ОВ и степень его преобразованности. Углепетрографические исследования дают возможность увидеть распределение органических мацералов в породе и оценить степень катагенеза по показателю отражения витринита или других органических компонентов.

Доманиковыми отложениями называются высокоуглеродистые кремнисто-карбонатные породы среднефранского возраста, которые широко распространены к западу от Урала в восточной части Восточно-Европейской платформы. В Тимано-Печорском бассейне, где впервые были описаны эти отложения, они выделены в доманиковый горизонт. В Волго-Уральском бассейне доманиковому горизонту соответствует семилукский.

Обширная область распространения доманиковых образований охватывает практически всю восточную часть Европейского региона России от Пай-Хоя - на севере, до Прикаспийской впадины – на юге. С точки зрения нефтегеологического районирования в пределах этой территории выделяется два нефтегазоносных бассейна (НГБ): Тимано-Печорский и Волго-Уральский.

Доманиковые отложения двух бассейнов, характеризуясь значительным сходством по многим параметрам, имеют и некоторые различия.

Формирование среднефранских отложений (изученных авторами) на территории Тимано-Печорского НГБ происходило в условиях морского бассейна с развитыми рифовыми постройками преимущественно в депрессионной впадине и на ее склонах. К западу отложения депрессионной впадины замещаются мелководными шельфовыми образованиями. Фациальная зональность перекрывающих позднефранских отложений частично наследует положение депрессионной впадины в восточной части бассейна седиментации, площадь распространения их в юго-восточном направлении сокращается. Принципиальным отличием позднефранских отложений является наличие выдержанной зоны распространения толщ заполнения (аккумулятивной террасы) в западной части депрессионной впадины.

Подобная обстановка была очень благоприятна для накопления ОВ, особенно в глубоководной части бассейна. Содержание  $C_{орг}$  для пород, относимых к депрессионной впадине, составляет, как правило, не менее 1%, но не редки и высокие (около 25%) содержания  $C_{орг}$ . В отложения мелководного шельфа содержание ОВ ниже – обычно около 0,1%. По составу ОВ однообразно и уверенно может быть отнесено ко II типу керогена.

Основными органическими мацералами, выявленными в углепетрографических исследованиях, являются мацералы называемые разными учеными протобитумами (Luo et al, 2014.), твердыми битумами (Landis, Castano, 1995), аморфным ОВ – АОВ или нафтидами. Происхождение этого типа ОВ связано преимущественно с водорослями. Поскольку водоросли могут быть одиночными и колониальными, планктонными и бентосными, относиться как к прокариотам, так и к эукариотам, иметь черты сходства с наземной растительностью (зеленые и харовые водоросли) или даже с фораминиферами и радиоляриями по составу выполняющего вещества, их захоронение в осадке может быть в виде слоек и линз разной толщины и протяженности или в виде отдельных комочков среди минеральных

зерен. Это многообразие водорослей выражается не только в их формах и размерах, но и в химическом составе.

Одновозрастные отложения в Волго-Уральском НГБ формировались также в депрессионных впадинах и частично на их бортах. Однако период существования впадин был там короче и доля соответствующих им отложений в разрезе незначительна. Вышележащие отложения формировались в мелководном море с недалекоими областями размыва. Это была карбонатная платформа с отдельными приподнятыми участками и локальными депрессионными впадинами. Самыми высокими содержаниями  $C_{орг, \%}$  (до 25%) характеризуются участки депрессионных впадин, в других районах содержание  $C_{орг, \%}$  не превышает 0,2-0,3%.

В составе органических мацералов отмечается большее разнообразие, чем в Тимано-Печорском НГБ, если кроме семилукских отложений рассматривать и перекрывающие их образования. Кроме АОВ в отложениях среднего и верхнего франа выше доля таких мацералов как переотложенный витринит в виде изолированных зерен разного размера, иногда с признаками окатанности, а также разнообразных биокластов, которые могут быть остатками разных организмов, населявших доманиковское-семилукское море.

#### Литература:

1. Landis, C.R., Castaño, J.R., 1995. Maturation and bulk chemical properties of a suite of solid hydrocarbons. *Org. Geochem.* 22, 137–149.
2. Qingyong Luo, Ningning Zhong, Jing Qin, Kewen Li, Yanqi Zhang, Yannian Wang, Ling Ma, 2014. Thucholite in Mesoproterozoic shales from northern north China: Occurrence and indication for thermal maturity. *International Journal of Coal Geology.* 125, pp. 1-9
3. Jacob H., 1985, Disperse solid bitumens as an indicator for migration and maturity in prospecting for oil and gas. *Erdol und Kuhle* 38, 365-366

**A NEW IMAGING PLATFORM FOR ROCK CHARACTERIZATION,  
PETROGRAPHY & LITHOLOGY: COMBINING ALL DATA  
IN ONE CORRELATIVE WORKSPACE**

**Andy Steinbach**

*Carl Zeiss Microscopy, Pleasanton, CA USA*

The exploration of new Oil & Gas resources is becoming more challenging as reservoirs with much tighter rock are becoming the targets of new exploration. Whether new unconventional rock types such as shale rock, or conventional tight sands or carbonates, pore-scale imaging tools are increasingly being utilized to understand the nature of the rock flow units (and hydrocarbon content in the case of shales). Pore-scale microscopy can range from routinely used petrographic thin sections images via light microscope, to techniques such as 3D X-ray Microscopy and 3D FIB-SEM, which are able to image reservoir rock down to the micron and nanometer-scale.

An additional challenge presented in understanding these rocks is the high level of heterogeneity they present, meaning that they need to be characterized across multiple length scales, in some cases spanning the imaging capabilities of several microscopes. To address this challenge ZEISS is creating a Correlative Microscopy Platform which allows data from all microscopes to be registered into a single Workspace, allowing both analysis and imaging on all length scales accessible by microscopy. This platform thus facilitates the ability to perform “upscaling” and “downscaling” with the ultimate goal of allowing calculations such as net pay, and the population of pore-scale information into reservoir models.

This talk will provide a survey of the pore-scale imaging tool suite that is now available for imaging across 8 orders of length scale magnitude (from cm-scale to nm-scale). These imaging tools include light microscopy, scanning-electron microscopy, and focused ion beam, as well as X-ray microscopy. Further, we show how this imaging data can be integrated together into a single correlative imaging database to achieve the most insight into questions surrounding reservoir engineering, lithology, and petrography.

# ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ И ПАЛЕОЛАНДШАФТЫ КОЭВОЛЮЦИИ

В.П. Алексеев

Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург,

e-mail: igg.lggi@ursmu.ru

Среди многообразия интерпретаций понятия «фация» на одном из первых мест стоит его «образное» выражение, часто реализуемое в представлении ландшафта. Последний получил широкое распространение во многих отраслях знания, удачно вписываясь в нелинейную (синергетическую) парадигму. Это позволяет говорить о метафизике ландшафта, в геологии транслируемого в палеоландшафт. Такой подход выводит на новые взгляды, прежде всего актуальные для палеогеографических реконструкций.

Общеизвестно, что фациальный анализ представляет собой один из наиболее ярких (а возможно и самый яркий) пример широчайшего разброса представлений о предмете исследований. Это особенно примечательно для геологии, которая вообще не испытывает недостатка в нечетких и многоаспектных определениях. Понятие «фация» впервые использовано швейцарским геологом А. Грессли в 1838-1841 гг. За 175 лет своего широкого применения в разных отраслях геологии оно бесчисленное количество раз обсуждалось в целях унификации на самых разных уровнях, по сути лишь приобретая все новые аспекты.

В то же время, как минимум, один из основных векторов в использовании понятия «фация» неоспорим. Представляя фацию как условия («образ») или обстановку осадконакопления (латеральная, пелагическая, коралловая и др.), сам А. Грессли по сути оперировал понятием **ландшафт**. Сегодняшнее (преимущественно географическое) значение данный термин, буквально означающий «образ края», приобрел уже впоследствии, на рубеже XIX и XX веков.

Именно *образность* понятия «ландшафт» привела к тому, что к некоторому времени оно стало широко использоваться в самых разных отраслях знания, включая мировоззренческие исследования. Начало этому положено ровно сто лет назад небольшим очерком-эссе Ф. А. Степуна, с многозначительным названием «К феноменологии ландшафта» [6]. Историческая поэтичность, художественность (в том числе и в самом прямом смысле) понятия ландшафта вдохновила М. Хайдеггера на использование данного термина в «герменевтической реконструкции топологической карты мысли» [7]. В отечественной философии В. А. Подорогой для подобных рассуждений найдено емкое и точное определение – **метафизики ландшафта**, в рамках **геологии мысли** [5, с. 27]. Вообще, «геологизмы» достаточно присущи цитируемой работе. Например: «Чтобы осуществить движение-чтение хайдеггеровского текста, надо рискнуть стать тектоническими существами, претерпевающими страсти геогенеза... Бытие, соотношенное 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» [5, с. 32].

На первый взгляд, такое «очеловечивание», подлинно метафизическое использование довольно конкретного термина только прибавляет неоднозначность в его истолкование. Однако 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 (ньютоновской) парадигме выглядело явным недостатком (полисемичность, многозначность термина), в нелинейном виде становится достоинством, в полной мере соответствуя *синергетическому мировидению*.

Среди множества «ландшафтных путей» решения современных научных проблем покажем подход, использованный Д. Хопфилдом при рассмотрении нейронных сетей и создании искусственного интеллекта. На Рисунке 1 отчетливо видно, как при множестве исходных начальных условий формируются пути (векторы), ведущие к узловым точкам – аттракторам (А, В), расположенным в энергетических впадинах. Приведенный чертеж в первую очередь отражает главную черту ландшафта – его **рельеф**, в географии соотносимый с земной поверхностью. В геологии это, соответственно, **палеорельеф**, отстраиваемый при палеогеографических реконструкциях.

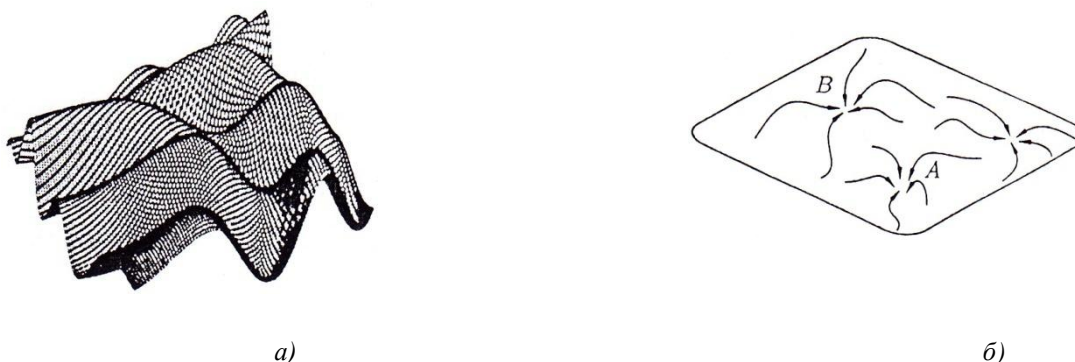


Рисунок 1. - Модель Хопфилда – динамическая система, аттракторами которой являются устойчивые особые точки: пространство состояний системы Хопфилда как энергетический ландшафт (а); локальные минимумы как аттракторы (б) [4, с. 174]

Рассмотрение ландшафта в метафизическом, «некоординатном» отражении, на наш взгляд, весьма созвучно с представлениями о **коэволюции**. В наиболее широком смысле под этим термином предлагается понимать «не просто процесс подгонки частей друг к другу при образовании сложного целого, их резонансного взаимного расположения и синхронизации их темпов развития, но и инактивированное познание человеком мира, синергизм познающего и

конструирующего субъекта и окружающей его среды» [3, с.183]. Еще более привлекательным выглядит следующее положение. «Козволюция множества (взаимодействующих. – В. А.) видов может быть описана в терминах ландшафтов приспособленности, влияющих друг на друга» [3, с.168]. Последнее может быть названо «танцем взаимодействующих ландшафтов приспособленности» [8]. Создается ситуация «на краю хаоса», когда даже малые флуктуации способны инициировать фазовый переход, сбросить систему в иное состояние [2, 8].

Изложенные представления несут в себе существенный потенциал для разнообразного практического использования в геологии, прежде всего, при палеогеографических реконструкциях. Пример этому показан нами в статье [1], оценивающей условия формирования васюганской свиты на территории Широкого Приобья (Западная Сибирь). По мере изучения обширных материалов разных авторов по разнородным площадям большой территории выяснилось, что основные типы наблюдаемых палеоландшафтов весьма близки между собой. Это, во-первых, послужило основанием для заключения, что **закрепление** отложений в геологическом разрезе, который наблюдается сегодня, происходило лишь в весьма короткие промежутки времени, по сути, эпизодические по отношению к «общегеологическому». Во-вторых, такому закреплению подвергался наиболее «выгодный» палеоландшафт – для рассматриваемого горизонта в таковом качестве выступили обстановки подводно-дельтовых конусов выноса (здесь напрашивается аналогия с локальными минимумами на рисунке). Перечисленное заставляет достаточно критично относиться к традиционным палеогеографическим построениям. Изначальная нелинейность в размещении «взаимодействующих ландшафтов приспособленности» может привести к ошибкам при сопоставлении *одинаковых* палеоландшафтов из *разновременных* интервалов.

#### Литература:

1. Алексеев В. П. и др. Закономерности изменения состава и строения коллектора Ю<sub>1</sub> в Широтном Приобье и его ближнем окружении (Западная Сибирь) // Литосфера. 2014. № 3. – С. 51-69.
2. Бак П. Как работает природа: Теория самоорганизованной критичности. М.: УРСС: Книжный дом «ЛИБРОКОМ», 2014. – 276 с.
3. Князева Е. Н., Курдюмов С. П. Синергетика: Нелинейность времени и ландшафты коэволюции. М.: КомКнига. 2007. – 272 с.
4. Майнцер К. Сложносистемное мышление: Материя, разум, человечество. Новый синтез. М.: Книжный дом «ЛИБРОКОМ». 2009. – 464 с.
5. Подорога В. А. Метафизика ландшафта. Коммуникативные стратегии в философской культуре XIX-XX вв. М.: Канон+, 2013. – 552 с.
6. Степун Ф. К феноменологии ландшафта // Труды и дни. 1912. № 2. – С. 52-56. (Также: Степун Ф. А. Сочинения. М.: РОСПЭН, 2000. – С. 804-807).
7. Хайдеггер М. Время и бытие: статьи и выступления: пер. с нем. М.: Республика. 1993. – 448 с.

**НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И РЕЗЕРВУАРЫ –  
ПОРОДНО-СЛОЕВЫЕ ТЕЛА-СИСТЕМЫ В СИКВЕНС-  
СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ, ЛИТМОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ И  
ЭЛЕКТРОФИЗИЧЕСКОЙ МОДЕЛЯХ**

**Ю.Н.Карогодин, М.И.Эпов**

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН  
E-mail: KarogodinYN@ipgg.sdras.ru*

Термин нефтегазоносный комплекс (НГК) – весьма широко используется в публикациях по геологии нефти, поскольку принадлежит одному из важнейших понятий данной науки. Однако нет определения, позволяющего использовать какой-либо метод, подход моновариантного выделения НГК в разрезе хотя бы одного нефтегазоносного бассейна (НГБ), а тем более, различных. Нет и общепринятой их классификации, отражающей их важнейшие свойства (иерархию, номенклатуру с терминологией и др.?). Хотя термины явно разного ранга (например, региональный, субрегиональный, зональный НГК, этаж нефтегазоносности) встречаются нередко, но без указания процедуры (способа, метода) его определения. А это весьма важно, поскольку сравнивать, анализируя, необходимо одноранговые объекты. Как подойти к решению этих вопросов? Прежде всего, важно (необходимо) сформулировать общее определение НГК. А вслед за этим – операциональное. Представляется, что это осуществимо с использованием определённых принципов системно-литмологической парадигмы (Карогодин, 2010). И с определённой опорой, при этом, на существующие (разработанные) сиквенс-стратиграфическую, литмостратиграфическую и электрофизическую модели. С их классификациями, номенклатурой и терминологией. Именно в этом и заключается основной смысл и новизна доклада и данных тезисов. Достаточно подробно поднятый вопрос рассмотрен с конкретными примерами в монографии «Нефтегазоносные комплексы юры Западной Сибири» (Эпов, Карогодин и др., 2014). Исходя из того, что комплекс – это «совокупность, сочетание чего-нибудь» (Ожегов, 1982, с. 256), можно предложить следующее общее определение НГК.

Нефтегазоносный комплекс – это совокупность породных или породно-слоевых тел-систем, с одним (моно) или несколькими нефтегазоносными резервуарами (НГН резами), содержащими и/или прогнозируемыми залежами углеводородов. Как показывает опыт, в одном НГК может быть от одного, двух до нескольких НГР, которые могут объединяться

(«сливаться»), представляя два в одном (дирез), три и более в одном (полирез). И во многих случаях, важно знать и учитывать, сколько их в НГК, в какой его части каждый из них (нижней, основании, центральной, верхней) и какого типа. Чего, на практике, как правило, не делается, приводя нередко к серьёзным неприятностям. В связи с использованием во многих публикациях двух различных понятий и определений термина НГР – одного из важнейших в геологии нефти, представляется целесообразным привести следующее, третье, объединяющее их.

Нефтегазоносный резервуар – это породное проницаемое тело-коллектор, способное принимать, удерживать (а также и перемещать) УВ в ловушках, будучи ограничено относительно не проницаемыми породами сверху (покрышкой-экраном), или снизу (флюидоупором), сверху и снизу, а также со всех сторон. Но, приведённые выше определения, не ориентируют на однозначное выделение НГР в разрезе НГБ, как и на его ранг. Реальное решение этих и ряда других (например, номенклатурно-терминологических и др.) вопросов видится в использовании некоторых принципов системно-литмологической парадигмы в рамках моделей, перечисленных в заголовке тезисов. Но для этого необходимо и важно сформулировать операционное определение НГК как единицы нефтегеологического расчленения разреза НГБ. Оно должно быть пригодно для однозначного выделения (вычленения) НГК в разрезе не только одного НГБ (что абсолютно обязательно), но и любых других различного типа и времени формирования. Это представляется важнейшей задачей при выяснении условий формирования и закономерностей размещения залежей в любом НГБ, существенных для научного прогноза и ориентированного поиска, успешного открытия месторождений нефти и газа и оптимальной их эксплуатации.

Поскольку в общем определении НГК выделено и подчёркнуто (не случайно) слово система, то вполне правомерно обратиться к использованию её принципов.

У любого рода систем (живой и не живой природы, естественных и искусственных) множество общих свойств. Одни методологи называют их принципами, другие возводят в ранг законов системологии. Представляется, что в решении выше обозначенных задач целесообразно воспользоваться, на первых порах, системными принципами сопряжённости и иерархичности (Карогодин, 2010). Использование первого принципа позволяет НГК, как породно-слоевой системе, рассматривать сопряжённым с породно-слоевой системой седиментационного цикла – циклитом, сиквенсом (в сиквенс-стратиграфической модели). По одному из определений сиквенс и циклит – синонимы. Поскольку это породно-слоевые тела-системы седиментационных циклов. А любой цикл, в том числе седиментационный, система, по определению. В зарубежном стратиграфическом справочнике (2002) это важная самостоятельная категория стратонов, синтем (с предложением переименовать их в сиквенсы).

В отечественном кодексе такой категории нет и не предвидится, поскольку стратиграфами категорически отвергается роль седиментационной цикличности в стратиграфии. В сиквенс-стратиграфической и литмостратиграфической моделях немало общего. Хотя есть и определённые расхождения, но даже имеющееся общее, немаловажно в решении рассматриваемых вопросов. Самое главное общее в понятии то, что стоит за этими терминами – это, как уже отмечалось выше, породно-слоевые тела-системы седиментационных циклов. Важно также существование у них иерархических классификаций. Номенклатурные термины, естественно, разные, поскольку модели создавались независимо друг от друга, да и в разных концах света, хотя практически одновременно – в 70-х годах прошлого столетия.

Что общего, важного и привлекающего в решении рассматриваемых вопросов? Одинаковое количество сиквенсов самого высокого ранга – шесть мегасиквенсов и столько же гигациклитов. Одинаково понимаются (и выделяются) сиквенсы самого низшего ранга – парасиквенсы, как элементарные циклиты (литмостратиграфической модели). Между ними многоуровневая «лестница» породно-слоевых тел-систем с разными названиями (именами) и буквенно-цифровыми обозначениями (в модели сиквенс-стратиграфии). Используя принципы сопряжённости и иерархичности, есть смысл существующие классификационно-иерархические модели (сиквенсов и циклитов) использовать в систематике НГК. В данной концепции ранг НГК будет правомерно принять сопряжённым с рангом циклита (сиквенса). При этом, используя правило заимствования терминов, предлагается, перенести названия ранга циклитов (и/или сиквенсов) на сопряжённые НГК. Определение комплекса может быть следующим.

Нефтегазоносный комплекс – это породно-слоевое тело-система седиментационного цикла (циклит, сиквенс) разреза НГБ. Это определение можно считать операциональным. Поскольку процедура опознания, идентификации циклитов и сиквенсов (с определением их ранга) в разрезе достаточно разработана и успешно используется. Немаловажно и значительное сходство классификационных моделей. В их иерархической «лестнице» циклитов наиболее важным в нефтегазоносном отношении, т.е. как НГК является региональный. Если элементарные циклиты (парасиквенсы) являются «кирпичиками» структуры разреза седиментационного бассейна, то региональные – это «блоки». Они ярко проявляются в разрезах обнажений (по морфологии рельефа, окраске слагающих пород, растительности и другим признакам), в керне скважин, в материалах ГИС и сейсморазведки (опорные отражающие горизонты). Всё это даёт основание считать их важнейшими (если не главными) единицами нефтегеологического расчленения разреза любого НГБ.

Весьма существенно, что и в сиквенс-стратиграфической модели тоже есть такого ранга сиквенсы в составе мегациклов с названием суперсиквенсы. И в их составе (как и

регоциклитов) выделяются соподчинённые циклические подразделения. В литмостратиграфической модели они названы зональными и субзональными циклитами. А в сиквенс-стратиграфической им присвоены буквенные обозначения, означающие положение в суперсиквенсе (нижние, средние, верхние) и порядковые номера. Вся иерархическая система циклитов и сиквенсов вполне поддаётся отражению в электрофизических моделях. Что очень важно для их оперативной идентификации в разрезах скважин и последующей в сейсмостратиграфических моделях.

Исходя из вышеизложенного, иерархическая модель НГК может быть представлена в следующем виде. Гиганефтегазоносный комплекс (ГИГА НГК) или нефтегазоносный этаж – региональный (РГ НГК) – зональный (ЗОН НГК) – субзональный (СУБ ЗОН НГК) – и резервуары (РЕЗ НГК). Важнейшими составными элементами НГК являются резервуары и экраны, представленные частями, фрагментами элементарных циклитов (парасиквенсов) и/или их групп. Рассматривать, изучать резервуары вне конкретных НГК малоосмысленно (если не бессмысленно), поскольку многие их свойства зависят от положения в НГК – базальный («покровный», «вреза», дирез, полирез), внутренний, верхний (дирез, полирез).

Ценность и важность рассмотренного системно-литмологического подхода еще и в том, что он может быть эффективно использован на кафедрах в университетах, институтах с нефтяной тематикой в качестве интеграционного основания (стержня). Для этого принимаемый принцип сопряженности (и другие системные принципы) необходимо использовать в создании широкого комплекса моделей, важных в решении как теоретических, так и прикладных вопросов геологии нефти. Это модели сейсмолитмологические, фациальные и палеогеографические (частей и элементов НГК, в первую очередь региональных), структурные, тектонические и палеоструктурные, палеогеоморфологические, катагенетические, термические (термоградиентные), гидрогеологические) и др.

#### *Литература:*

- 1. Карогодин Ю. Н. Системная модель стратиграфии нефтегазоносных бассейнов Евразии Мел Западной Сибири: Кн. 1/ Рос. акад. Наук, Сиб. отд-ние, Ин-т нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2006. 163 с.*
- 2. Карогодин Ю. Н.: Теоретико-методологические основы системно-стратиграфической парадигмы / Рос. акад. Наук, Сиб. отд-ние, Ин-т нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2010. 164 с.*
- 3. Международный стратиграфический справочник: Сокращенная версия / Под ред. М. А. Мерфи, А. Сальвадора. М.: ГЕОС. 2002. 38 с.*
- 4. Ожегов С. И. Словарь русского языка. М.: Рус. яз., 1982. 816 с.*
- 6. Эпов М.И., Карогодин Ю.Н., Белослудцев П.Ю., Климов СВ., Ухлова Г.Д. Нефтегазоносные комплексы юры Западной Сибири и их электрофизические модели. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2014. 171 с.*

# ИСТОРИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ СОЛЕНОСНЫХ БАССЕЙНОВ МИРА

Г.А. Беленицкая

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

Анализ тектонических обстановок образования соленосных осадочных бассейнов мира, основанный на серии палеокинематических реконструкций для главных эпох соленакопления, показал, что между интенсивностью соленакопления и тектонической активностью наблюдаются устойчивые временные и пространственные зависимости. Раскрыты закономерности пространственного и временного распределения соленосных бассейнов и тенденции их палеотектонической эволюции.

В истории глобального соленакопления в течение фанерозоя прослеживается ряд крупных максимумов – эпох галогенеза (Ф. Лотце, М.А. Жарков, А.Л. Яншин, Г.А. Беленицкая и др.). Главные из них: V<sub>2</sub>-Є<sub>2</sub>, (менее значительная S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub>), D<sub>2-3</sub>, P<sub>1-2</sub>, T<sub>3</sub>-J<sub>1</sub>, J<sub>3</sub>, K<sub>1-2</sub>, N<sub>1</sub>. Все они четко сопряжены с важнейшими тектоническими эпохами. Сравнительный историко-геодинамический анализ глобального размещения соленосных осадочных бассейнов, выполненный на фоне кинематических реконструкций каждой из эпох, позволил уточнить намеченные ранее [1, 2] общие закономерности их пространственного и временного распределения и тенденции палеогеодинамической эволюции. Отметим основные.

*Периодичность* соленакопления в геологической истории Земли: неравномерно-дискретный характер количественного и качественного распределения по стратиграфической шкале с образованием ряда пиков-максимумов; пики разных рангов (глобальные, региональные) коррелируются с пиками геодинамической активности тех же рангов; дискретно-периодический характер распределения соленосных объектов фиксирует стадийно-циклический ритм глобальных и региональных геодинамических событий.

*Пространственная упорядоченность* размещения соленосных объектов на каждом стратиграфическом уровне: системы соленосных объектов (суперпояса, пояса, бассейны) отвечают системам контролирующих их палеогеодинамических элементов тех же рангов; крупнейшие соленосные бассейны связаны с пересечениями тектонических элементов.

*Корреляция* общих региональных возрастных интервалов развития соленосных объектов с общими интервалами проявлений тектонической активности в этих регионах, а отдельных пиков соленакопления – с наиболее значимыми для данных палеоструктур фазами и импульсами тектонической активности; многоуровенность галогенеза отражает многоактность и цикличность проявлений тектонической активности.

*Синхронность* (или закономерная последовательность) галогенных событий отражает особенности пространственно-временного распределения и соотношения сомасштабных палеотектонических событий.

*Геодинамическая «специализация»* эпох соленакопления во многом определяется неравномерным характером распределения типов геодинамических режимов; наиболее отчетливо выражена коллизионная "специализации" миоценовой, пермской и поздневендско-среднекембрийской эпох, рифтогенная – средне-позднедевонской и среднемеловой.

*Геохимическая «специализация»* эпох соленакопления, проявляющаяся в избирательной связи некоторых геохимических типов соленосности с теми или иными эпохами, в свою очередь во многом обусловленную их геодинамической «специализацией»; наиболее выражена сульфатно-калиевая «специализация» коллизионных миоценовой, пермской и возможно поздневендско-среднекембрийской эпох и хлоридно-кальциевая – рифтогенной среднемеловой.

*Унаследованность* размещения соленосных объектов по отношению к объектам более ранних генераций, в сочетании с полициклическостью геодинамического развития, проявляется в многоуровненности галогенеза.

Таким образом, основные закономерности пространственно-временного распределения соленосных осадочных бассейнов в большой мере определяются закономерностями палеотектонического развития и отражают их. Устойчивая корреляция и пространственно-временные взаимосвязи между соленосными объектами и проявлениями тектонической активности позволяют рассматривать их как взаимные индикаторы. С одной стороны, возрастные шкалы тектонических событий (глобальных, региональных) и поэтапные картины размещения тектонически активных зон могут служить ориентирами при прогнозировании уровней и зон вероятного размещения соленосных тел и сопряженных с ними образований. С другой – шкалы галогенных событий и палеокартины их пространственной локализации могут быть использованы в качестве вспомогательных индикаторов уровней и зон проявления определенных тектонических событий, а также для целей региональной и межрегиональной стратиграфической корреляции.

Каждый геодинамический тип соленосного бассейна имеет определенные и довольно устойчивые сочетания структурно-вещественных особенностей как собственно соленосных, так и сопряженных несоленосных образований, которые могут служить индикаторами палеогеодинамических обстановок и поясов. Вместе они составляют информационную основу, пригодную для решения ряда прямых и обратных задач палеогеодинамического анализа. В частности, они дают возможность, с одной стороны, по изученным признакам соленосных бассейнов опознавать или хотя бы намечать геодинамические типы



контролирующих их обстановок, а с другой – в уже опознанных типах обстановок прогнозировать как само наличие (или отсутствие) соленосных комплексов, так и их вероятные геохимические и другие особенности.

Соленосные бассейны могут служить инструментом и при реконструкции пространственных взаимосвязей крупных континентальных блоков, при восстановлении геодинамической эволюции океанических бассейнов. Например, мезозойские соленосные бассейны, образующие грандиозное Циркуматлантическое прерывистое соляное кольцо, опоясывающее окраины молодого Атлантического океана вдоль Африки, Европы, Северной и Южной Америк, четко фиксируют фазы раскрытия Атлантики. Двум главным из них – триасово-юрской и среднемиоценовой – по обеим сторонам океана отвечают два соленосных полукольца: в северной и центральной его частях из триасово-юрских солей, а в южной – из меловых. В обоих случаях ныне по разные стороны океана оказались части ранее единых соленосных бассейнов. Особенно показательны две системы южных соленосных бассейнов – Восточно-Бразильская и Западно-Африканская, вмещающие среднемиоценовые соли уникального тахгидритового состава, что может служить дополнительным очень веским свидетельством бывшего единства как этих соленосных бассейнов, так и самих материков, ныне разобщенных океаном.

Прослеженные закономерности геодинамического размещения соленосных бассейнов являются в основном итогом эмпирического обобщения и анализа. Для их генетического объяснения предложена и обоснована регенерационная (или «регенерационно-осадочная») модель [1, 2]. В качестве ведущего фактора соленакопления модель предполагает инициируемые геодинамической активностью процессы глубинной ремобилизации погребенных рассольно-соляных масс, их восходящей разгрузки в седиментационные бассейны и включения в новые аккумулятивные циклы. Модель намечает адекватное толкование установленным пространственно-временным зависимостям между проявлениями геодинамической активности и соленакопления. Исследования последних десятилетий серьезно усилили фактологическую базу регенерационной модели [3].

#### Литература:

1. *Беленицкая Г.А.* Галогенсодержащие бассейны // Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов / Под ред. А.Д.Щеглова. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 1998. С. 220-320.
2. *Беленицкая Г.А.* Соленосные осадочные бассейны. Литолого-фациальный, геодинамический и минерагенический анализ. Осадочные бассейны России. Вып.4. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2000. 72 с.
3. *Беленицкая Г.А.* Соли и нафтиды: глобальные пространственные и кинетические взаимосвязи. Региональная геология и металлогения. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2014. №5. С. 97-112.

ЭНДОЛИТОЛОГИЯ, ИЛИ ВЗГЛЯД НА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ «ИЗНУТРИ»

В.П. Алексеев<sup>1</sup>, Э.О. Амон<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Уральский гос. горный университет, г. Екатеринбург, e-mail: igg.lggi@ursmu.ru

<sup>2</sup>Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, г. Москва,  
e-mail: EdwardAmon@mail.ru

В последние годы наука стремительно развивается по пути трансдисциплинарного объединения разноплановых исследований. Это находит реализацию в рамках синергетического мировидения и NBICS-конвергенции, а также в понятии эндофизики (физики «изнутри»). Все эти направления могут быть реализованы (а отчасти уже и внедряются) в области наук о Земле, характеризующейся специфическим геологическим временем. На первый план здесь может выйти эндолитология, предусматривающая взгляд на окружающий мир в его эволюции через интерфейс между прошлым и будущим, в единстве живой и неживой природы.

В зарубежной литературе с недавних пор укрепилось понятие **эндофизика** (endophysics), в буквальном смысле означающее «физика изнутри». Она принципиально отличается от обычной, традиционной «экзофизики», в которой наблюдения осуществляются «извне», со стороны наблюдателя. Сам термин «эндофизика» появился в современной науке в конце 1980-х годов благодаря работам немецкого химика-теоретика Отто Рёсслера [8]. Должная оценка его трудов получена позднее и может быть сформулирована следующим образом: «Endophysics is a gift to the world of the 21st century by one outstanding scientist» – «Эндофизика есть дар миру 21 столетия от выдающегося ученого» [9]. Понятия эндофизики в последние годы являются объектом достаточно пристального внимания и со стороны отечественных исследователей, прежде всего в когнитивно-философском ключе. Особо выделим здесь работу А.Л.Алюшина и Е.Н.Князевой, в которой рассмотрена как история вопроса, так и его состояние [2].

На сегодняшний день можно говорить о двух принципиальных и сущностных позициях, характеризующих эндофизику [4]. 1. В ней моделируется как внешний (окружающий) мир, так и его наблюдатель, в активно меняющейся, в т. ч. самоорганизующейся, взаимосвязи. 2. Единственной реальностью, с которой имеет дело наблюдатель, является интерфейс (interface) между ним и исследуемым объектом в окружающем мире.

Первая позиция реализуется в понятии самоорганизации (self-organization), одновременно являющимся ключевым и для синергетического мировидения. Особый интерес здесь представляют переломные моменты или критические точки, рассматриваемые в рамках теории самоорганизованной критичности или СОК [5]. Кстати, основы теории СОК изложены

на примере уголка с песком, в который по песчинке поступает новый материал (налицо прямое сходство с седиментационным процессом). Вторая же приобретает особое значение именно для геологии, главная специфика которой, как известно, заключается в особом, *геологическом* времени. Последнее не сводится к обычному (календарному) или физическому времени в классическом (ньютоновском) смысле, имея собственную шкалу. Тем самым геология, и прежде всего литология дают возможность очень специального и тем самым особенно важного подхода к рассмотрению классического образа «теперь – Now», введенного еще Аристотелем для обозначения «крайнего предела прошедшего, за которым нет еще будущего, и обратно, предела будущего, за которым нет уже прошедшего» [3, с. 120].

Таким образом, внутреннее содержание понятия «теперь – Now» приобретает временные контуры именно в рамках геологического времени. (Напомним известное в среде геологов присловье о том, что «миллион-другой лет туда или сюда ничего не значат».) С этих позиций «нулевой» интерфейс экзофизики, что в геологии соответствует знаниям о современных (экзогенных) процессах, может быть развернут в самостоятельную и подлежащую специальному изучению историю. Собственно этим и занимаются геология в целом и литология в частности.

Аксиоматично, что именно литология изучает отложения, к которым достаточно применимы знания о физической природе реализации процессов, основанные на принципе актуализма. Более того, осадочные породы несут следы жизнедеятельности организмов, населявших некогда Землю, причем нередко – в больших количествах, что определяет базу геологии горючих ископаемых. Суммируя эти положения, можно уверенно полагать, что литология вполне может явиться объектом для апробации неклассической парадигмы, изначально свойственной природе, но далеко не всегда осознаваемой большинством геологов. В общем виде это выглядит так. «Виртуальный наблюдатель выступает как основополагающий элемент мысленного экспериментирования, в ходе которого строятся виртуальные реальности и целостные миры по принципу, как если бы нечто воображаемое или предполагаемое было реальным, а недоступное нормальному человеческому восприятию – зримым и осязаемым» [2, с. 11]. Процессуальная модель такого подхода показана на рисунке, причем некоторый «источник» вполне может рассматриваться как реальная история геологического развития Земли.

Изложенные сведения вполне могут явиться некоторым толчком или же «мостиком» для подвключения наук о Земле в общую систему NBICS-конвергенции, названной так по первым буквам соответствующих областей знания (N – нано, B – био, I – инфо, C – когнито, S – социо) [6] и соответствующей трансдисциплинарной стратегии исследований. К сожалению, следует констатировать, что в настоящее время науки о Земле находятся, образно рассуждая,

«на обочине» этих представлений, которые дают огромный синергетический эффект. Не останавливаясь на детальном обсуждении данной проблемы, охарактеризованной в нашей работе [1], попробуем дать определение эндолитологии как возможного современного этапа развития литологии, способного дать ответы на ряд вызовов со стороны современного состояния науки в целом.

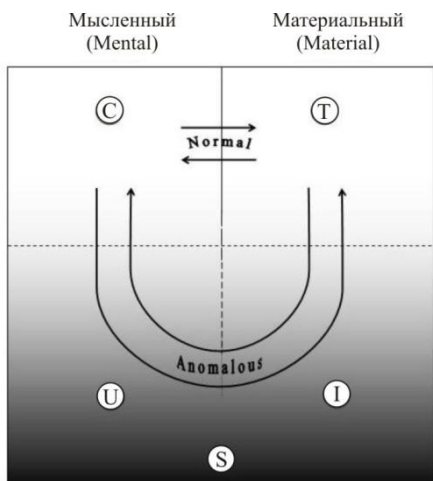


Рисунок 1 - Модельное представление передачи аномальной (Anomalous) информации, принципиально отличающейся от обычного, нормального (Normal) способа [7]:

C (conscious mind) – сознательная ментальность; T (tangible physical world) – осязаемый физический мир; U (unconscious) – бессознательная ментальность, подсознание; I (intangible substrate) – нематериальная основа; S («Source») – трансцендентальный космический «Источник»

Эндолитология – это литология (наука об осадочных породах) «изнутри», глазами наблюдателя, присутствующего в наблюдаемом. Она соответствует синергетическому мировидению, базирующемуся на приоритете самоорганизации протекающих процессов, и предусматривает взгляд на окружающий мир в его эволюции через интерфейс между состоявшимся прошлым и предсказуемым будущим, в единстве живой и неживой природы.

#### Литература:

1. Алексеев В. П. Нелинейно-литологические эссе. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2013. – 250 с.
2. Алюшин А. Л., Князева Е. Н. Темпомиры: Скорость восприятия и шкалы времени. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. – 240 с.
3. Аристотель. Метафизика. Ростов-на-Дону: «Феникс», 1999. – 601 с.
4. Аришинов В. И. Синергетика конвергирует со сложностью // Вопросы философии. 2011. № 4. – С. 73-83.
5. Бак П. Как работает природа: Теория самоорганизованной критичности. М.: УРСС: Книжный дом «ЛИБРОКОМ», 2014. – 276 с.
6. 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.
7. Jahn R. G., Dunne B. J. Endophysical Models Based on Empirical Data // Endophysics, Time and Subjective. 2005. World Scientific Publishing Co. – P. 81-102.
8. Rössler O. E. Endophysics // Real Brains, Artificial Minds. N. Y.: North Holland, 1987. – P. 25-46.

9. Tsuda I., Ikegami T. Endophysics: The World As An Interface by Otto E. Rössler, World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd, Singapore, New Jersey, London, Hong Kong, 1998, – 204 Pages, Index Included // Discrete Dynamics in Nature and Society. 2002. Vol. 7. No. 3. – P. 213-214.

## **ОСОБЕННОСТИ ХИРНАНТСКОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В СЕВЕРОУРАЛЬСКОМ РЕГИОНЕ**

**А.И. Антошкина**

*ИГ КОМИ НЦ УРО РАН, Сыктывкар, e-mail: Antoshkina@geo.komisc.ru*

На основе детального анализа литологических и изотопных данных показано различие хирнантских отложений на Приполярном Урале, характеризующих внешнюю и внутреннюю зоны окраины карбонатной платформы и отражающих ее сложное тектоническое строение.

Заключительная фаза позднеордовикского оледенения на Гондване под названием «хирнантская» проявилась в резкой пертурбации бентосных и пелагических сообществ, изменении палеогеографии осадочных бассейнов и характере осадконакопления, что отражено в многочисленных публикациях из разных регионов мира. Эти факты способствовали тому, что в международной стратиграфической схеме, а позднее и в отечественной (2008), на границе с силуром выделен хирнантский ярус. Сравнение разрезов северного полушария и разрезов с ледниковыми отложениями в Марокко и Аргентине показали, что главные изменения уровня моря в хирнантском веке определялись гляциоэвстатическими колебаниями [6].

В Североуральском регионе достоверно хирнантские отложения были установлены в разрезах Приполярного Урала по изотопным и палеонтологическим данным [2] и литолого-палеоэкологическим особенностям [4]. В бассейне р. Кожым изученные разрезы хирнанта расположены на расстоянии около 30 км друг от друга. Предлагается выделить в районе северо-восточного обрамления хребта Восточные Саледы западный тип разреза, а в районе северо-восточного обрамления хребта Малдынырд - восточный тип. В палеогеографическом плане первый тип характеризует отложения внутренней зоны, а второй — внешней зоны окраины карбонатного шельфа.

Восточный тип разреза хирнантских отложений представлен бадьяшорской и каменнобабской свитами [1]. Бадьяшорская свита (45-60 м) охарактеризована массивного сложения темно-серыми до темных доломитовыми брекчиями. Данные спектроскопических исследований [3] говорят об автохтонном образовании карбонатных брекчий, о последовательности неоморфных преобразований и их неодиagenетической цементации в

условиях наименее мористых, где ощутимо воздействие континентального сноса. Согласно полученным изотопным коэффициентам карбонатного углерода и кислорода (‰): в обломках  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -2.6 \dots 1.8$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 21.4 \dots 25.7$ ; в заполнителе  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = 0.8 \dots 1.9$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 22.3 \dots 25.1$ ; в цементах  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -0.2 \dots 1.8\text{‰}$ , а  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 18.4 \dots 26.1$ , формирование карбонатов происходило в условиях колебания солености морских вод в диапазоне от опресненно-солонатоводных до нормально соленых. Существенное облегчение изотопного состава углерода (от 0.3 до  $-2.6\text{‰}$ ) и кислорода (от 26.1 до 23.5‰) на границе с подстилающей яптикшорской свитой верхнего катия может говорить об усилении микробиальной активности в начале хирнантской регрессии. Перекрывающие массивные светло-серые рифогенные доломиты каменнобабской свиты (до 60 м) показывают низкое содержание н.о. (0.7-1.76%) и небольшие вариации изотопных коэффициентов углерода и кислорода (‰):  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = 0.1 \dots 0.5$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 23.4 \dots 24.5$ . Таким образом, на внешней окраине карбонатного шельфа в раннем хирнанте преобладали условия супралиторали, сменившиеся в позднем хирнанте мелководно-морскими отмельными.

Западный тип разреза выделен как юнкошорские слои [2]. Он также охарактеризован вторичными доломитами, подразделен на две пачки, но имеет существенные отличия в составе и мощности от восточного типа. Первая пачка имеет мощность 28.1 м, в разрезе выделяется массивным и толстоплитчатым сложением и преимущественно светло-серым и серым цветом доломитов с теньвыми микрокомковатыми, биокластовыми, биоморфными водорослевыми (?) и сгустковыми структурами. Вторая пачка мощностью 13 м представлена плитчатыми серыми доломитами, в которых можно видеть микробиальные (сгустково-комковатые), строматолито- и онкоидоподобные структуры. Изотопный состав карбонатного углерода и кислорода показывает более сильные вариации  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -0.4 \dots 1.8 \text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 22.6 \dots 25.8\text{‰}$  в породах первой пачки, чем во второй:  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = 0.6 \dots 2.0\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 24.9 \dots 26.0\text{‰}$ . Полученные данные позволяют предположить, что карбонаты нижней пачки формировались в условиях колебания солености морских вод от слабо опресненных до нормально соленых, а карбонаты второй пачки – в преобладающих условиях нормально соленых морских вод.

Таким образом, в регрессивный хирнантский этап отложения внутренней зоны окраины шельфа (западный тип) не показывают резких колебаний уровня моря в раннем и позднем хирнанте. Карбонаты первой пачки формировались в обстановках более подвижной гидродинамики, близкой к литоральным. Карбонаты второй пачки с широким распространением сгустковых микробиальных структур говорят о более спокойно-водных обстановках нижней литорали. Восточный тип разреза, напротив, отражает существенные колебания уровня моря – от супралиторальных до сублиторальных и имеет существенно

большие мощности. Различие обстановок могло быть обусловлено наличием палеоподнятия на окраине шельфа.

Глобальная регрессия в раннем хирнанте, вызвавшая понижение уровня моря от 50 до 80 м, вывела в область эрозии многие карбонатные платформы северной гемисферы [7] и привела к формированию брекчий, карста, спелеотерм [8]. Корреляция  $\delta^{13}\text{C}$  по разрезам хирнанта показала, что положение пика наибольшего позитивного смещения может быть асинхронно между разными регионами [6]. Литологическая характеристика хирнантских отложений в разных регионах мира отражает также отличия в кривых колебания уровня моря, что можно объяснить особенностями геологического строения этих регионов [2]. После отступления последних ордовикских ледников в Северной Африке и Южной Америке все области шельфов на палеоконтиненте Балтика были затоплены руданским повышением уровня моря [5].

Исследования проводились при финансовой поддержке проекта УрО РАН №15-18-5-47.

#### Литература:

1. Bergström S.M., Saltzman M.M., Schmitz B. First record of the Hirnantian (Upper Ordovician)  $\delta^{13}\text{C}$  excursion in the North American Midcontinent and its regional implications // *Geological Magazine*, 2006. V. 143 (5). P. 657-678.
2. Безносова Т.М., Майдль Т.В., Мянник П., Мартма Т. Граница ордовика и силура на западном склоне Приполярного Урала // *Стратиграфия, геологическая корреляция*, 2011. Т. 19, № 4. С. 21–39
3. Antoshkina A. Late Ordovician-Early Silurian facies development and environmental changes in the Subpolar Urals // *Lethaia*, 2008. V. 41. P. 163–171
4. Антошкина А.И. Отражение хирнантской фазы гондванского оледенения в отложениях Приполярного Урала // *Мат-лы III Всеросс. совещания «Палеозой России: региональная стратиграфия, гео-и биособытия»*. С-Пб: ВСЕГЕИ, 2012. С. 18-20.
5. Лютоев В.П., Антошкина А.И. Спектроскопические маркеры стадийности формирования карбонатных псефитолитов // *Литосфера*, 2009, № 6. С. 107-116.
6. Melchin, M.J., Holmden, C. Carbon isotope chemostratigraphy in Arctic Canada: Sea-level forcing of carbonate platform weathering and implications for Hirnantian global correlation // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2006. V. 234. P. 186-200.
7. Kroger B., Ebbestad J.O.R., Lehnert O., Ullmann C.V., Korte C., Frei R., Rasmussen M.O. Subaerial speleotherms and deep karst in Central Sweden linked to Hirnantian glaciations // *J. Geological Society*, 2015, doi: 10.1144/jgs2014-071.
8. Baarly B.G., Johnson M.E., Antoshkina A.I. Silurian Stratigraphy and Paleogeography of Baltica. In: E. Landing & M.E. Johnson (eds.) *Silurian Lands and Seas. Paleogeography Outside of Laurentia*. New York State Museum Bulletin. 2003. V. 493. P. 3-35.

**ГЛУБОКОВОДНЫЕ ИХНОКОМПЛЕКСЫ ВЕРХНЕГО МЕЛА - ПАЛЕОЦЕНА  
СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА  
Е.Ю.Барабошкин<sup>1</sup>, Е.Е.Барабошкин<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>МГУ, Москва, e-mail: EJBaraboshkin@mail.ru

<sup>2</sup>МГУ, Москва, e-mail: baraboshkin-evgenij@yandex.ru

Рассмотрены новые данные об ихнофоссилиях верхнего мела-палеоцена Северо-Западного Кавказа.

Изучение ихнофоссилий глубоководных отложений мела-палеогена Северо-Западного Кавказа началось в 30-х – 50-х гг прошлого века работами В.В. Богачева, Н.Б. Вассоевича, О.С. Вялова. В 2012-2014 гг нами получены новые данные о составе и закономерностях смены ихнокомплексов в районе гг. Геленджик и Новороссийск [1, 2]: для турона-сантона (натухайская, гениохская свиты), сантона-кампана (ахейнская, пенахская свиты), маастрихта (васильевская, снегуревская свиты) и палеоцена (свиты сукко, навагирская, анапская).

Разнообразие ихнофоссилий пополнено ихнотаксонами, ранее неизвестными отсюда: для турона-кампана - *Chondrites recurvus*, *Ch. filiformis*, *Cladichnus fischeri*, *Hydrancylus oosteri*, *Taenidium serpentinum*, *Phymatoderma granulatum* (Фототаблица 1, фиг.8), *Paleodictyon (P.) gomezi*, *Paleodictyon (Glenodictyum) strozzi*, а также *Chondrites targionii*, *Ch. affinis*, которые переходят в маастрихт. Широко распространены норы ракообразных, встречающиеся с сантона, и переходящие в палеоцен: *Ophiomorpha annulata* (Фототаблица 1, фиг.4), *O. rudis* и ходы морских ежей *Scolicia strozzii* (Фототаблица 1, фиг.3, 6), *S. plana* (Фототаблица 1, фиг.5), и др. Только в отложениях маастрихта найдены *Thalassinoides suevicus*, *Pilichnus dichotomus* (Фототаблица 1, фиг.1), *Alcyonidiopsis longobardiae* (Фототаблица 1, фиг.2), *Halopoa imbricata*.

Впервые встречены достаточно редкие *Sinusichnus priesti* (Фототаблица 1, фиг.7), до настоящего известные только из верхнемеловых разрезов Германии. Они представляют собой сложные биотурбации по норам ракообразных в подошве турбидитного прослоя (элемент С), выполненные песчаным материалом и содержащие норки *Chondrites*.

В настоящее время установлено, что максимальное разнообразие ихнофоссилий (17) приходится на кампан-маастрихтский интервал (Таблица 1.), несколько меньшее (6) – на турон-сантонский, еще недостаточно изученный. Падение разнообразия (до 10 ихнотаксонов) и резкое уменьшение интенсивности биотурбаций приходится на рубеж мела и палеогена, при переходе от карбонатного к терригенному типу седиментации. При этом в первую очередь, происходит сокращение количества грунтоядов. Выше по разрезу разнообразие ихнофоссилий практически восстанавливается.

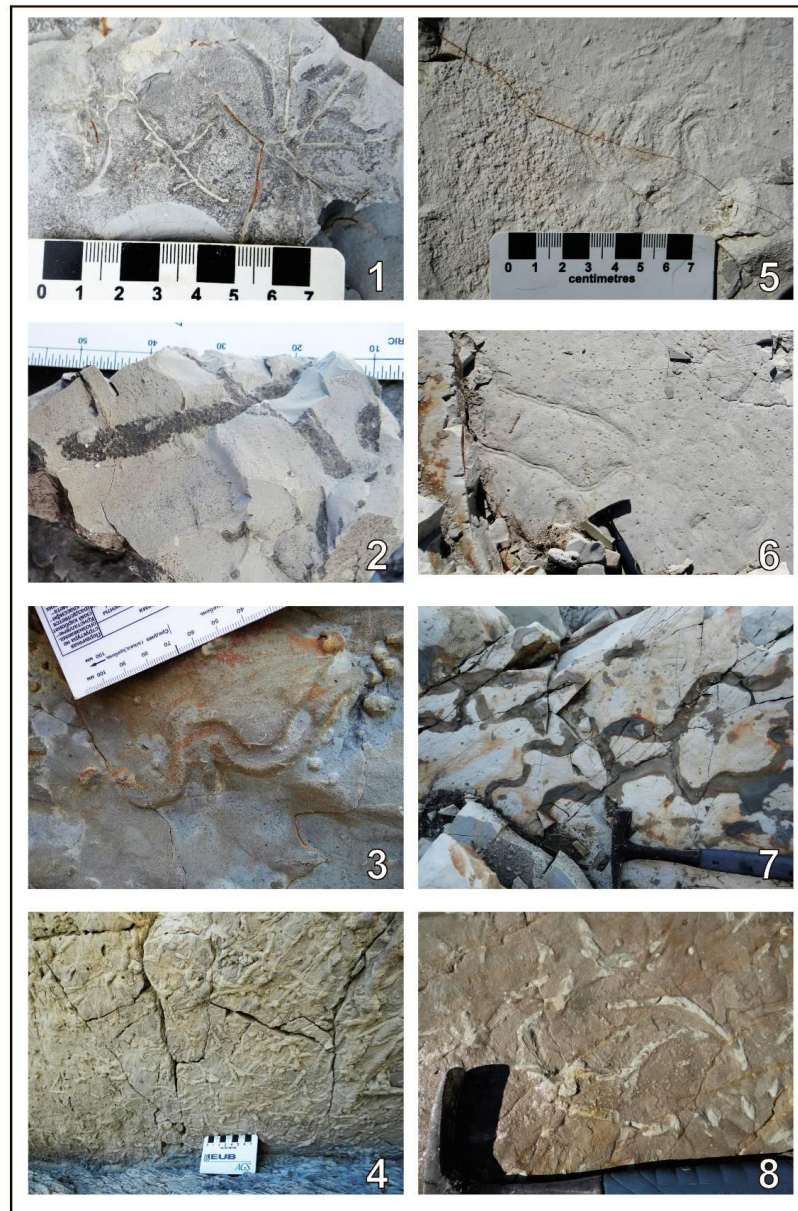


За исключением содержания пелагического карбоната, условия образования мелового и палеогенового флиша близки, и отвечают фациям прирусловых валов и осадочных лопастей [3]. Можно предположить, что снижение разнообразия ихнокомплексов связано с увеличением скорости осадконакопления и снижением количества пищевых ресурсов. По всей видимости, характер аэрации бассейна и осадка был примерно одинаков.

**Таблица. Разнообразие изученных ихнотаксонов**

Ихнотаксон	K <sub>2</sub> t- st	K <sub>2</sub> st- cp	K <sub>2</sub> m	Pg <sub>1</sub> d
U - образные норы				+
<i>Dictyodora liebeana</i> (Geinitz, 1867)				+
<i>Scolicia strozzii</i> (Savi et Meneghini, 1850)	+			+
<i>Planolites?</i> шызю	+			+
<i>Thalassinoides suevicus</i> (Reith, 1932)			+	
<i>Pilichnus dichotomus</i> Uchman, 1999			+	
<i>Alcyonidiopsis longobardiae</i> Massalongo, 1856			+	
<i>Halopoa imbricata</i> Torell, 1870		+	+	
? <i>Hormosiroidea annulata</i> (Vialov, 1971)			+	
<i>Trichichnus appendicus</i> Uchman, 1999			+	+
<i>Ophiomorpha annulata</i> (Książkiewicz, 1977)		+	+	+
<i>Ophiomorpha rudis</i> (Książkiewicz, 1977)		+	+	+
<i>Ophiomorpha</i> isp.		+	+	+
<i>Chondrites intricatus</i> (Brongniart, 1828)	+	+	+	+
<i>Chondrites targionii</i> (Brongniart, 1828)		+	+	
<i>Cladichnus fischeri</i> (Heer, 1877)		+	+	
<i>Cladichnus parallelum</i> Wetzel et Uchman, 2013		+	+	
<i>Chondrites affinis</i> (Brongniart, 1849)		+	+	

<i>Chondrites recurvus</i> (Brongniart, 1823)		+		
<i>Phymatoderma granulatum</i> (Schlotheim, 1822)		+		
<i>Chondrites filiformis</i> Fischer-Ooster, 1858		+		
<i>Hydrancylus oosteri</i> Fischer-Ooster, 1858		+		
<i>Taenidium serpentinum</i> Heer, 1877	+	+		+
<i>Paleodictyon (Glenodictyum) strozzi</i> Menghini, 1850		+		
<i>Paleodictyon (Paleodictyon) gomezi</i> Azpeitia, 1933		+		
<i>Scolicia plana</i> Książkiewicz, 1970	+	+		
<i>Sinusichnus priesti</i> Kappel, 2003	+			



Фототаблица 1 - Ихнофоссилии маастрихта (фиг. 1-2), сантона-кампана (фиг. 5-8) и палеоцена (фиг. 3-4) С-З Кавказа. **Фиг. 1.** *Ptilichnus dichotomus* Uchm. **Фиг. 2.** *Alcyonidiopsis longobardiae* (Mass.). **Фиг. 3.** *Scolicia strozzii* (Savi et Menegh.) на подошве турбидита. **Фиг. 4.** *Ophiomorpha annulata* (Książ.) на подошве турбидита. **Фиг. 5.** *Scolicia plana* Książ.. **Фиг. 6.** *Scolicia strozzii* (Savi et Menegh.). **Фиг. 7.** *Sinusichnus priesti* Karr. **Фиг. 8.** *Phymatoderma granulatum* (Schloth.). Фиг. 1-3 - район пос. Ю. Озерейка; фиг. 4-8 - район пос. Джанхот.

Авторы признательны РФФИ (гранты 13-05-00745а; 10045\15) за финансовую поддержку.

#### Литература:

1. Барбошкин Е. Ю. Комплексы верхнемеловых ихнофоссилий Северо-Западного Кавказа. Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. - Краснодар: ФГБОУ ВПО «Кубанский гос. ун-т», 2012. - С. 31-33.

2. Барaboшкин Е. Ю., Барaboшкин Е. Е. Ихнокомплексы пограничных отложений мела и палеогена Северо-Западного Кавказа. ПАЛЕОСТРАТ-2014. Тезисы докл. - М.: МГУ, 2014. - С. 12.

3. Uchman A., Wetzel A. Deep-Sea Fans. Trace fossils as indicators of sedimentary environments. - Developments in Sedimentology, Vol.64, Amsterdam: Elsevier, 2012. - P. 643-671.

## К ИХНОЛОГИИ АБАЛАКСКОЙ И БАЖЕНОВСКОЙ СВИТ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Е.Ю.Барaboшкин<sup>1</sup>, И.В.Панченко<sup>2</sup>, В.Д.Немова<sup>2</sup>,  
Е.В.Щепетова<sup>3</sup>, М.Е.Смирнова<sup>2</sup>, М.В.Зуйкова<sup>2</sup>

<sup>1</sup>МГУ, Москва, e-mail: EJBaraboshkin@mail.ru

<sup>2</sup>ЗАО МИМГО, Москва, e-mail: ivpanchenko89@gmail.com

<sup>3</sup>ГИН РАН, Москва, e-mail: shepetova.mar@gmail.com

В работе рассмотрены новые данные об ихнофоссилиях баженовской, тутлеймской и абалакской свит.

Долгое время считалось, что следы жизнедеятельности в отложениях баженовской свиты отсутствуют. Публикация об обнаружении биотурбаций *Zoophycos*? [1] начала менять эти представления. Эти слабомеандрирующие ходы длиной несколько сантиметров, шириной 0,1-1 мм, идущие вдоль слоистости, интерпретировались как следы нематод (?), и были отнесены к ихнофафии *Zoophycos*. В действительности данные ихнофоссилии не относятся к *Zoophycos*. Судя по рис. 4 [3], они принадлежат ихнороду *Pilichnus* Uchman, 1999 [5] - более глубокого хемосимбионта, чем *Chondrites*, также встреченного в породах свиты [3]. Необычными являются менисковые структуры в пиритизированной трубке "*Zoophycos*" [1, 3], но, возможно, это следствие слабой изученности ихнорода. Данные биотурбации не являются индикаторами ихнофафии *Zoophycos*, а лишь указывают на дизоксию в осадке.

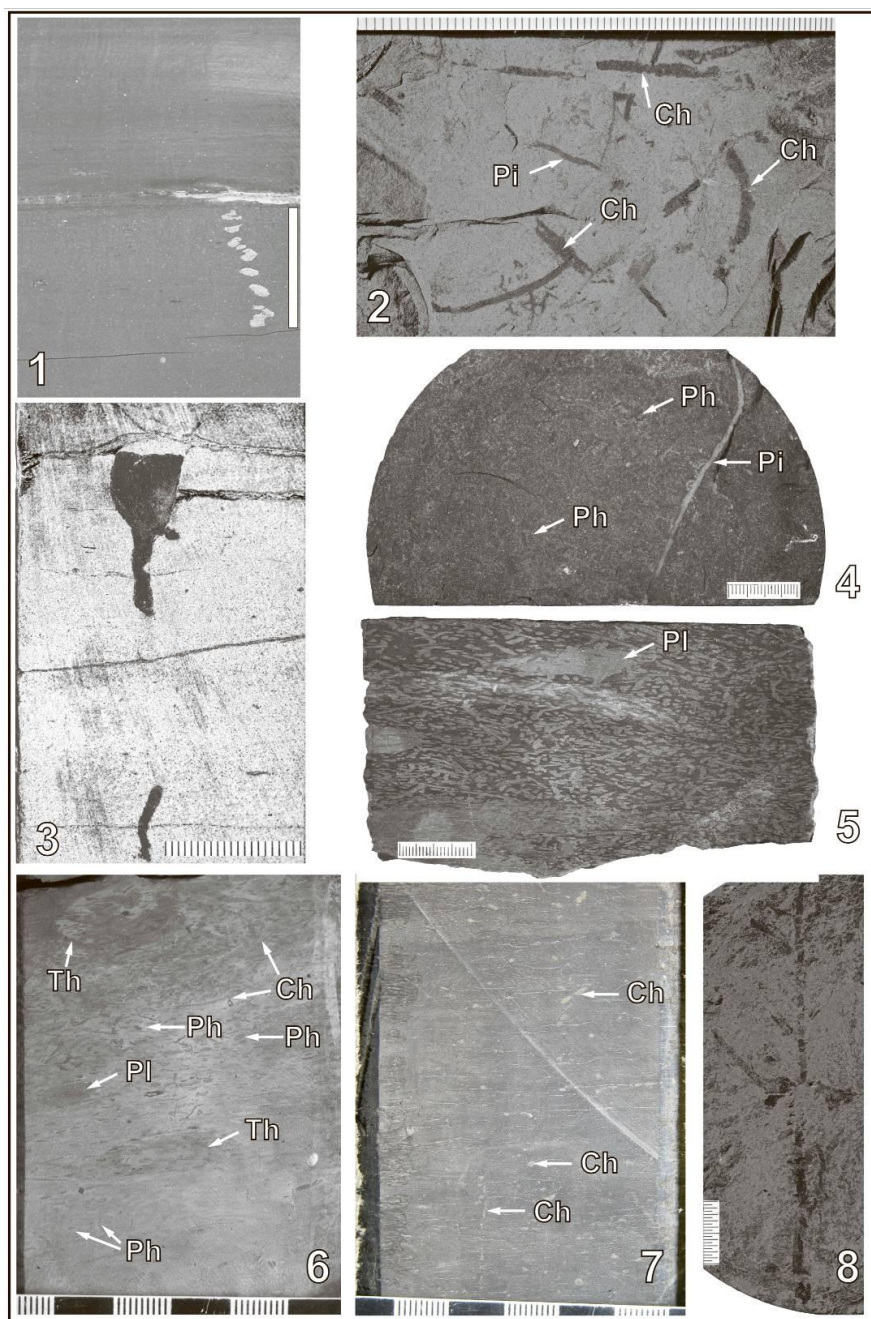
Помимо *Pilichnus* и *Chondrites* в керне баженовской свиты встречается еще один представитель дизоксийных обстановок – *Trichichnus* Frey, 1970. Впервые он был определен в 2004 г Е.Ю.Барaboшкиным, без публикации, в скв. Вахская-108, хранящейся в ЦППС НД ТПУ. На фотографии (Фототаблица 1, фиг. 1) отчетливо видно, что вертикальная норка различима на фоне массивного глинистого силицита благодаря пиритизации. Массивность породы связана с криптобиотурбацией, указывающей на дизоксийные условия, и резко контрастирует с аноксийными тонкослоистыми перекрывающимися породами. Другой представитель *Trichichnus*, отличающийся от известных видов бокалообразным расширением верхней части норки, встречен нами в скв. Молодежная-4 (Фототаблица 1, фиг. 3). Вероятно, к *Trichichnus*

следует относить субвертикальный "*Zoophycos*", изображенные на рис.5 в [3]. Продюсерами ихнородов *Pilichnus*, *Chondrites* и *Trichichnus* по всей видимости, являлись черви-сипункулиды типа современных *Golfingia* [5]. Норки всех трех ихнородов пиритизированы, что указывает на слабую аэрацию придонной воды [4].

Упомянутая выше криптобиотурбация выявлена В.Д. Немовой [2], обнаружившей существование неслоистого интервала в разрезе баженовской свиты, хотя макробиотурбации встречены не были. Согласно новым данным, таких уровней может быть несколько. Отсутствие видимых биотурбаций является следствием полужидкого субстрата ("супграунд", *souprground*), сильное уплотнение которого не норам дает возможности сохраниться [4].

В 2012 г при изучении разрезов баженовской свиты Верхнесалымского месторождения Е.Ю.Барабошкиным было установлено, что макробиотурбации в кровле абалакской свиты исчезают в определенной последовательности при одновременном снижении индекса биотурбации (BI) от 6 до 0. В абалакской свите присутствуют многочисленные *Phycosiphon incertum*, *Chondrites* isp., *Planolites* isp., сложные биотурбации *Thalassinoides* isp., внутри которых находятся *Chondrites* isp. (Фототаблица 1, фиг. 6). Выше, на границе с баженовской свитой, остаются только *Chondrites* isp. (Фототаблица 1, фиг. 7), но одновременно с повышением Сорг до 2%, они также исчезают, и ненарушенная текстура породы образует тончайшую горизонтальную слоистость (Фототаблица 1, фиг. 2). Эти данные подтверждаются новыми наблюдениями и дополняют уже известные находки [3].

В последнее время в керне скважин из различных районов Фроловской мегавпадины авторам удалось сделать новые находки ихнофоссилий (Фототаблица 1, фиг. 2-5, 8), разнообразие которых представляется следующим. **Абалакская свита:** *Chondrites intricatus* (Brongniart, 1828), *Ch. targionii* (Brongniart, 1828), *Ch. isp.*, *Trichichnus* isp., *Planolites* isp., *Thalassinoides* isp., *Skolithos* isp., ? *Palaeophycus* isp., *Pilichnus dichotomus* Uchman, 1999, *P. isp.*, *Phycosiphon incertum* Fischer-Ooster, 1858, *Ph. isp.* **Баженовская свита:** *Chondrites* isp., *Pilichnus* isp., *Trichichnus* isp., ? *Planolites* isp. **Нижнетутлеймская подсвита:** ? *Trichichnus* isp., ? *Chondrites* isp., ? *Pilichnus* isp. Все находки указывают на принадлежность к ихнофагии *Cruziana*, подвергавшейся воздействию бескислородных обстановок разной интенсивности.



**Таблица.** Ихнофоссилии баженовской (фиг. 1-2), нижнетутлеймской (фиг. 3) и абалакской (фиг. 4-8) свит. **Фиг. 1.** *Trichichnus* isp., замещенный пиритом. Скв. Вахская-108. Масштаб 1,5 см. **Фиг. 2.** ? *Pilichnus* isp. (Pi), *Chondrites* isp. (Ch). Скв. Галяновская-42. **Фиг. 3.** *Trichichnus* isp., замещенный пиритом. Скв. Молодежная-4. **Фиг. 4.** *Pilichnus dichotomus* Uchman, 1999 (Pi), *Phycosiphon* isp. (Ph). Скв. С-Армановская-30. **Фиг. 5.** *Chondrites intricatus* (Brongniart, 1828), ? *Planolites* isp. (Pl). Скв. 3-Унлорская-308. **Фиг. 6.** *Chondrites* isp. (Ch), *Phycosiphon* isp. (Ph), *Planolites* isp. (Pl), *Thalassinoides* isp. (Th). Скв. Верхнесалымская-45. **Фиг. 7.** *Chondrites* isp. (Ch). Скв. Верхнесалымская-45. **Фиг. 8.** *Chondrites targionii* (Brongniart, 1828). Скв. Емангальская-96. Деления равны 1 мм. На фиг. 2, 3, 8 усилена контрастность в программе Adobe Photoshop CS4.

Мы благодарим НАЦ РН им. В.И. Шпильмана, Центр Проф. Переподготовки Специалистов Нефтегаз. Дела (ЦППС НД ТПУ) и Салым Петролеум Девелопмент за предоставленные материалы. Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 13-05-00745а).

*Литература:*

1. Захаров В. А., Занин Ю. Н., Замирайлова А. Г. Первая находка следов жизнедеятельности в высокоуглеродистых черных сланцах баженовской свиты Западной Сибири. - Геол. геофиз., 1998. Т. 39. № 3. - С. 402-405.
2. Немова В. Д. Литология и коллекторские свойства отложений баженовского горизонта на западе Широтного Приобья. - Автореф. дисс. к. г.-м. н., 2012. М., - 23 с.
3. Эдер В. Г., Занин Ю. Н., Замирайлова А. Г. Ихнофоссилии баженовской и георгиевской свит верхней юры Западно-Сибирской плиты. - Геол. геофиз., 2003. Т. 44. № 6. - С. 517-524.
4. Schieber J. Simple gifts and buried treasures – implications of finding bioturbation and erosion surfaces in black shales. - Sediment. Record, 2003. No.1-2. - P. 5-8.
5. Uchman A. Ichnology of the Rhenodanubian Flysch (Lower Cretaceous-Eocene) in Austria and Germany. - Beringeria, 1999. Vol. 25. - P. 67-173.

## **СОВРЕМЕННЫЙ ЩЕБНИСТЫЙ ЭЛЮВИЙ, КАК ПОКАЗАТЕЛЬ РАЗЛИЧНЫХ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ ФРАКТОЛИТИЗАЦИИ**

**О.А. Борсук**

*МГУ, Москва, e-mail: borsuko39@gmail.com*

Элювиальные отложения в различных природных условиях дают разную форму обломочных частиц. Представлены по географическим зонам и петрографическим разностям формы щебня.

Грубообломочные элювиальные образования – фрактолиты встречаются в разных природных условиях. Они формируются под влиянием процессов физического выветривания, которое преобладает над химическим и биологическим. Исследования по образованию современных щебнистых элювиальных отложений показали, что коренные скальные породы подготавливаются к выветриванию на глубине из-за снятия нагрузки при денудации вышележащих пород, разуплотнения и раскрытия трещин.

Геометрическая форма обломочных частиц изучалась в нескольких фракциях, но самой информативной оказалась фракция щебня 25-50 мм ( по средней оси – в). Измерялась форма обломков по наибольшим длине, ширине, толщине. [2]

Ю.Г. Симонов [1], детально проанализировавший для районов с резко континентальным климатом условия формирования элювия, отмечает, что годовые изменения температуры приповерхностной части земной коры не могут создать необходимых напряжений для разрушений монолитов гранита и проявляют себя лишь вдоль зон пород ослабленной прочности. С этим положением нельзя не согласиться, но хотелось бы обратить внимание на то, что единичные термические воздействия действительно не в состоянии

привести к разрушению породы, но многократность воздействия приведёт к «усталостной изнашиваемости» породы, т.к. в ней будут накапливаться остаточные деформации. Подкреплённые воздействием других объектов выветривания, как например, расклинивающим воздействием пленочной воды, микродефекты в породе могут начать расширяться и в конце концов превысят критические значения. Поэтому зона активного воздействия температур на поверхностную и приповерхностную часть горной породы очень важна. Роль температурных колебаний, в особенности суточных, весьма велика в формировании элювия. Если амплитуда годовых колебаний температур захватывает приповерхностную часть горных массивов мощностью всего в 10-20 м, то зона наибольших амплитуд распространяется на глубину в 30-40 м. Именно в этом слое идёт наиболее интенсивное выветривание. Очевидно, что пленочная вода, участвуя в разрушении породы, так же как и вообще воды в процессе замерзания – оттаивания, оказывает в породе расклинивающее действие по готовым пустотам и трещинам, созданным иными процессами (статической разгрузки, тектоническими подвижками и т. д.). Очевидно, что чем больше переходов через 0, тем интенсивнее расклинивание породы, тем обломки уплощённее и удлинённее. Из исследуемых нами, самые уплощенные обломки в бассейне р. Яны на метаморфизованных верхоянских алевролитах. Фрактолитовое выветривание заключается в процессе дробления горной породы путём последовательного образования плоскостей и трещин, сочетание которых приводит к образованию более или менее правильных геометрических форм обломочных частиц. Механизм этого дробления включает раскрытие микротрещин горной породы в результате термических воздействий (нагрева и охлаждения) с дальнейшим расклинивающим действием пленочной воды по этим микротрещинам. В обводнённых трещинах вода замерзает в холодное время года, способствуя расклиниванию субвертикальных трещин. Обломочные частицы при этом имеют сильно уплощенную форму.

Для обломочных частиц фракции щебня хорошо подходит модель образования мерзлотных полигонов Б.Н. Достовалова, [4]. В этой модели соотношения формы полигонов, включая их объёмные характеристики, отвечает соотношению сторон – длины, ширины и мощности, как 1: 0,71: 0,5. Эта форма образующихся обломочных частиц отвечает преобладанию термических воздействий на скальные горные породы.

Все исследователи отмечали влияние состава породы на форму обломков. Наиболее чутко реагирует на состав разрушающихся горных пород коэффициент уплощения щебня фракции 25-50 мм, получаемый как соотношение толщины к ширине обломочной частицы. Большее уплощение обломочных частиц при фрактолитизации в осадочных породах по сравнению с изверженными, что объясняется первичной слоистостью осадочных пород.



Зернистость породы, её структура и текстура также влияют на форму щебня. С увеличением крупности зёрен (кристаллов) обломки приобретают большую изометричность. Влияние экспозиции склонов, степени их обводнённости рассматривались ранее [2].

Для низких широт северного полушария, в аридном и семиаридном, а также в сухих субтропиках значительная роль инсоляции в разрушении горных пород.

*Соотношение формы обломочных частиц из элювиальных отложений и взрывной брекчии в разных природных условиях ( фракция 25-50 мм)*

№	Место отбора пробы	Коэффиц иенты в/а	формы облома с/в
1	Взрывная брекчия на полотне террасы в 300 м от устья	0,67	0,63
2	Скальная осыпь на склоне с/з экспозиции в Ахурдан-Сая. Средняя Азия	0,70	0,65
3	Взрывная брекчия на полотне террасы в 300 м от устья Ахурдан-Сая ( с/з экспозиция). Средняя Азия	0,70	0,69
4	Скальная осыпь на склоне ю/в экспозиции в Ахурдан-Сая. Средняя Азия	0,70	0,67
5	Элювий гранитов в вади Брот-Велли (о. Сокотра)	0,74	0,63
6	Элювий, слабо смещённый в вади Брот-Велли в 2 км от устья, известняки	0,74	0,56
7	Взрывная брекчия в гранитном карьере на о.Маэ ( Сейшельские острова)	0,55	0,38
8	Десквамационные обломки на выходе коренных пород в береговой зоне о. Маэ	0,55	0,37

Примечание: Взрывная брекчия получена при взрывах с помощью шпуров, забуренных на глубину от 1,5 до 3 м на скальном обнаженном полотне.

Форма обломочных частиц, полученных при взрывных работах в коренных породах ( в Средней Азии – андезитовых порфиров), на склонах разных экспозиций различается даже больше, чем естественных осыпей на тех же склонах, что связано, по-видимому, с дроблением обломков при осыпании и движении в теле осыпи.

На о.Сокотра, в прибрежной зоне с моря ветрами выносятся соль. Соль вместе с инсоляцией, весьма интенсивной в сухих тропиках, способствует разрушению горных пород разного состава. Щебень в элювиальных отложениях оказывается более изометричным. Приведённые данные по островам Сокотра и Маэ взяты из работы [3]. В условиях влажного экваториального климата о. Маэ десквамационные обломки на гранитах и взрывная брекчия дают одну и ту же форму.

В южном полушарии на о. Лингвистон в холодном и влажном климате на антарктической станции Болгарии были получены характеристики среднего щебня, образующегося на терригенных осадочных породах вблизи ледникового покрова. Коэффициент удлинения – 0,63, уплощения – 0,63. К работе Розиты Кендеровой и Айшиноры Булгаковой для убедительности приложены фотографии.

Инсоляционное выветривание играет важную роль в Крыму. Чем ближе к данной поверхности располагаются обломки, тем более они уплощены. Экспозиционные различия также находят отражение в средней по размеру щебёнке. Экспозиционные различия отчетливо проявляются для обломочных частиц диабазовых порфиритов бодракского интрузивного комплекса ( 325,9 м над у.м.). Средний по размерам щебень ( 25-50 мм) на склонах северной экспозиции уплощён сильнее – с/в – 0, 54, чем на южных -с/в – 0,64.

Очевидные на первый взгляд карты говорят о том, что уже на глубине 2,5-3,0 м порода подготовлена совместными воздействиями эндогенных и экзогенных ( выветривание) процессов к разрушению. Ю.Г. Симонов , О.А. Борсук и др. [5] отмечали, что зоны трещиноватости, не залеченные гидротермальными растворами, дают при выветривании обломки более удлиненной ножевидной формы, а зачастую, и более уплощенные, несвойственные характерной для той или иной породы отдельности. Как уже отмечалось [5], в процессе разрушения пород следует выделять эндогенную составляющую, включающую как физическое дробление, так и химическое разрушение ( гидротермальные изменения).

Таким образом, неоднородность пород, обязанный физическим или химическим их особенностям, находят четкое отражение в процессах выветривания, открывая «проходы» вглубь массивов.

По форме обломочных частиц из элювия, в ряде случаев смещенного, выявляются основные зоны гипергенеза. Показана роль различных типов выветривания, особенно инсоляционного, в формировании грубообломочного чехла элювия, выявлена зона подготовки к разрушению процессами выветривания с мощностью в 20 – 40 м (от дневной поверхности), т.е. слоя, в котором идут годовые и многолетние колебания температур. Подчеркнута роль состава пород, находящая отражение в первичных формах отдельности, а также однонаправленность изменения формы обломочных частиц в различных природных зонах - от нивальной к холодной гумидной, аридной (тропической) и экваториальной (влажной).

#### Литература:

1. Симонов Ю.Г. Региональный геоморфологический анализ М; МГУ, 1972, 264 с.
2. Борсук О.А. Анализ щебнистых отложений и галечников при геоморфологических исследованиях М;» Наука», 1973. 111 с.

3. Борсук О.А. Влияние сноса с островов на развитие береговых процессов // Вопросы географии, 119, Морские берега М7; Мысль, 1982, 146-155с.

4. Кудрявцев В.Н., Достовалов Б.Н. Общее мерзлотоведение. Изд. МГУ, 1967, 402с.

5. Симонов Ю.Г., Борсук О.А. и др. Начальные этапы перемещения вещества на континенте (на примере Забайкалья) // Механическая дифференциация твёрдого вещества на континенте и шельфе. М.; Наука, 1978, 7-18с.

## **ИЗМЕНЕНИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК СОВРЕМЕННОГО РУСЛОВОГО АЛЛЮВИЯ НА Р. ЛЕНА.**

**О.А. Борсук**

*МГУ, Москва, e-mail: borsuko39@gmail.com*

На протяжении более 3000 км на р. Лене прослежены изменения крупности петрографического состава и окатанности аллювия. Выявлена роль притоков формирования аллювия, показана связь типов русла с особенностями распределения аллювия по отдельным рукавам р. Лена.

Для равнинных рек тенденция измельчения аллювия вниз по течению реки прослеживается слабее, чем для горных и полугорных рек. Колебания крупности аллювия, петрографического состава, окатанности в русле определяется тремя основными факторами: 1) изменением от истока к устью уклонов и средней скорости потока, т.е. гидравлической сортировкой наносов; 2) измельчением частиц аллювия в процессе его перемещения; 3) характером поступающего в русло материала. Два первых фактора определяются характеристиками потока, третий – привносом обломков из притоков и с бортов долины. Роль поступающего со склонов долины обломочного материала невелика, т.к. общая протяжённость бортов долины даже крупнейших рек мира не превышает 5000 – 10000 км. Привнос материала из всей русловой сети бассейна составит 99 и более процентов, т.к. длина русловой сети крупных рек измеряется миллионами километров.

Борта долины р. Лена на всём протяжении от Осетрово до устья сложены в основном осадочными комплексами палеозойского возраста, ниже – мезозойского, среди которых резко преобладают карбонатные образования. Местами вскрываются изверженные породы, внедряющиеся в осадочные породы в виде даек или пластовых интрузий. Песчаные породы более характерны для верхней, а карбонатные – для средней Лены. В Нижнеалданской впадине и Предверхоханском краевом прогибе огромные площади заняты слабо литифицированными верхнемезозойскими песчаниками, и только на придельтовом участке и

по правому водораздельному борту р. Лены выходят плотные мезозойские, а у Кюсюра и ниже палеозойские и более древние породы.

Ниже представлены результаты исследования руслового аллювия на такой крупной реке, как Лена. В её верхнем течении в районе Качуги, где русло близко к полугорному типу, преимущественно распространён валунно-галечный аллювий. Ниже по течению он последовательно сменяется гравийно-песчаным (Ленские Столбы) и песчаным на участке Покровск – Жиганск (нижнее течение). В Ленской трубе русло галечное. Значительную роль в формировании руслового аллювия играют притоки, вынося более крупный материал в стволую реку. Морфология долины – сужения и расширения также создают колебания в крупности аллювия, что показано в работе О.А. Борсука, Р.В. Лодиной, Р.С. Чалова [2]. В дельте аллювий представлен песчаным и иловато-песчаным материалом.

Крупность аллювия испытывает постоянные колебания в зависимости от сужений и расширений – как бы пульсирует благодаря неравномерному в этих условиях движению потока, сопровождаемому явлениями гидравлического подпора и спада. В результате изменение крупности аллювия по длине реки может быть выявлено лишь на участках очень большой протяженности (до нескольких сотен и даже тысяч километров). Кроме того, большое значение имеет смена литологических комплексов пород по длине реки, впадение притоков, приносящих более крупный материал или увеличивающих транспортирующую способность потока. По гидравлическому режиму и особенностям переноса аллювия сужения и расширения долины могут быть сопоставимы с плесами и перекатами равнинных рек. Различны и связи медианного размера аллювия и уклонов. Крупные пойменные расширения характеризуются уменьшением средневзвешенного диаметра в 2-2.5 раза, что связано со снижением удельных руслоформирующих расходов воды. В пределах каждого крупного расширения dna долины хорошо прослеживается изменение крупности донных осадков от начала расширения к его концу, т.е. от зоны гидравлического спада к зоне подпора. В конце расширения крупность аллювия в русле минимальная, что связано с возникающим здесь подпором от следующего сужения.

Для участков со сравнительно однородным геологическим строением долины и русла установлена четкая обратная связь средневзвешенного диаметра наносов со средней шириной русла в пределах пойменных бровок [2].

На средней и верхней Лене на сотни километров тянутся берега, сложенные известняками, мергелями и другими карбонатными осадками [1]. Но в русле среди галек, слагающих прирусловые отмели, можно обнаружить только единичные обломки, представленные известняками. Если же рассматривать весь петрографический спектр, то легко заметить, что в процессе транзита галечного материала в русле в нем увеличивается

относительное количество устойчивых к абразивному истиранию нехрупких горных пород – кварц, кремний, халцедон, ряд эффузивных разностей. Граниты и гнейсы разрушаются достаточно быстро и уже через 300 – 700 километров исчезают почти полностью из петрографического спектра. На верхней Лене (на участке порта Осетрово-Киренск) неустойчивые в транзите местные породы истираются столь быстро, что в спектре остаются только окремнелые разности известняков и кварцы. Река Киренга привносит в русло Лены мощный поток галечного материала, среди которого преобладают порфиры и порфириты.

После сужения в районе Ленских щек в аллювии появляются местные породы, слагающие берега долины, хотя их значение относительно невелико. Река Витим приносит большое количество метаморфических (гнейсы, кварциты) и изверженных (граниты, диориты) пород, что влечет за собой уменьшение доли диорит-порфиритов и увеличение процента галек, представленных гранитами и диоритами. В районе впадения рек Ньюи и Джербы происходит увеличение известняков за счет поступления в русло материала из двух больших притоков. Река Олекма поставляет в Лену метаморфические и изверженные породы, слагающие большую площадь ее бассейна. На участке ниже впадения р. Мархи начинает возрастать доля местных пород – известняков, слагающих левый борт долины; кроме того, накопление известняков связано с возрастанием доли материала, приносимого на отмели льдом.

Впадение Алдана – одного из самых крупных притоков нижней Лены ощущается в изменении многих характеристик аллювия. Правобережные рукава в узле слияния р. Лены с Алданом – прежде всего Синцовая протока – представлены галечно-гравийно-песчаным аллювием, а левобережные – Турий Взвод и другие – песчаным. Петрографический спектр в правобережных протоках на 90-95% состоит из пород верхоянского комплекса – песчаников, алевро-пелитов, алевролитов и только 10% и менее в нем составляют породы, принесенные из верховьев р. Алдан, т.е. с Алданского щита. В нижнем течении Лены, практически вплоть до приустьевых участка - Ленской трубы, вдоль правого борта часты появления галечников, как правило, приуроченных к участкам впадения ряда притоков, по которым в прошлом подходил фронт оледенения. Такие речки как Чочума, Лямпущка, Натара, Джорджан и другие вносят в Лену галечно-гравийный материал, зачастую образующий мощные конусы выноса. Полоса галечного аллювия вдоль правого – верхоянского - берега имеет ширину в первые сотни метров до 1.5-2.0 км при ширине русла в 10-15 км. По составу это преимущественно галечники, слагаемые породами верхоянского комплекса – песчаниками, алевролитами, сланцами. Но только начинающееся выше с. Кюсюра сужение долины приводит к возрастанию роли галечного материала в составе руслового аллювия. Это сопровождается и некоторым увеличением в нем доли местных древних метаморфических пород (в первую

очередь палеозойских). На крупных реках, разветвленных на рукава, влияние протоков захватывает обычно не всё русло, а лишь те рукава и протоки, которые непосредственно прилегают к устью притока. Отсюда различия в крупности и минералого-петрографическом составе аллювия у правого и левого бортов реки [3]. Такое же воздействие оказывают крутые и высокие борта долин или уступы хребтов, подходящие непосредственно к реке. Вдоль их подошвы формируется шлейф из обломочного материала шириной в десятки, редко первые сотни метров. Такая картина наблюдается у подошвы Орулгинского хребта в районе устья р. Вилюй, что характерно для всех антицедентных участков долин (Ленские щеки, Ленская труба).

На крупных равнинных реках, имеющих направление течения с юга на север, часто наблюдаются явления ледяных заторов. Они хорошо изучены на Северной Двине, Оби, Лене. Крупные ледяные заторы срабатывают как временные плотины. В русле реки Лена хорошим показателем заторов могут быть и огрудки галечного материала на побочных и осередках, возникающих в результате таяния севших на мель льдин. Характерно для мест ледяных заторов и большое количество слабоустойчивых в транзите пород – известняков, меловых песчаников на нижней Лене. Как правило, эти обломочные частицы бывают плохо окатаны. Большие скопления слабоустойчивых пород в русле рек и укрупнение аллювия – показатель ледяных заторов.

Осредненный по крупным участкам русла коэффициент вариации крупности аллювия меняется вниз по течению от 0.30 до 0.10-0.12.

В целом окатанность по длине р. Лены возрастает от 2 баллов до 2.5 - 2.7 балла в Ленской трубе, что вполне объяснимо увеличением транспортирующей силы потока.

Для реки Лены на описанном участке главными факторами, определяющими изменение характеристик аллювия, являются: впадение притоков, морфология долины (ее сужения и расширения), литология пород, слагающих бассейн реки, а также, в меньшей степени, перемыв Леной более древнего террасового аллювия. Следует отметить и перенос материала льдом, в период ледоходов до 300 км.

#### Литература:

1. Борсук О.А., Ена О.Н. Влияние литосборного бассейна на состав руслового аллювия рек Лены и Алдана. Ж. Геоморфология №3, 1987, с. 56-64.
2. Борсук О.А., Лодина Р.В., Чалов Р.С. Особенности гранулометрического и петрографического состава современного руслового аллювия и факторы, их определяющие// Механическая дифференциация твердого вещества на континенте и шельфе. М.; Наука, 1978. С. 7-18.
3. Чалов Р.С. Русловедение: теория, география, практика. Т. 1, Русловые процессы: факторы, механизмы, формы проявления и условия формирования речных русел. М.; Изд-во 2008, с. 608.

# РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АМОРФНОГО КРЕМНЕЗЕМА В КОЛОНКЕ ДОННЫХ ОСАДКОВ БЕЛОГО МОРЯ

Д.Ф. Будько

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия,*

*e-mail: Dmitry.B-1990@yandex.ru*

Приводятся новые данные по содержанию аморфного кремнезема в колонке донных осадков Белого моря с высокой дискретностью 1 см. Установлено, что корреляционная зависимость между содержанием  $\text{SiO}_{2\text{аморф}}$  и долей пелитовой фракции в осадке характерна только для верхнего слоя (0-8 см). С глубиной содержание  $\text{SiO}_{2\text{аморф}}$  уменьшается в независимости от гранулометрического состава осадка в результате разрушения и растворения опалового детрита в процессе диагенеза.

Биогенные компоненты донных осадков включают в себя продукты жизнедеятельности организмов, состоящие из органического углерода, аморфного кремнезема и карбоната кальция. Насыщение донных осадков биогенным кремнеземом (опалом) происходит в результате отмирания диатомовых водорослей, радиолярий, губок. Масштабы накопления биогенных осадков широко варьируются в различных участках Мирового океана. Изучение аморфного кремнезема и других биогенных компонентов позволяет сделать вывод об источниках и путях формирования донных осадков.

Детальное изучение содержания  $\text{SiO}_{2\text{аморф}}$  в поверхностных донных осадках Белого моря было сделано Невеским и соав. [2]. В свою очередь, распределение биогенного кремнезема в колонках донных осадков Белого моря изучено слабо.

По нашим данным, современные (поверхностные) донные осадки Белого моря характеризуются незначительным содержанием аморфного кремнезема [1]. Среднее содержание в поверхностных донных осадках составляет  $2.85 \pm 1.85\%$  ( $n=65$ ). Минимальное значение зафиксировано в пробе крупно-среднезернистых песков Онежского залива - 0,16%, максимальное в глинистых илах южной части Бассейна - 6,89%. В целом, большим содержанием  $\text{SiO}_{2\text{аморф}}$  характеризуется глубоководная часть Бассейна и Кандалакшского залива (концентрации 4-6%). В неглубоководных районах, представленных алеврито-песчаными и песчаными осадками, концентрации опала ниже. Данное распределение связано с аккумуляцией тонкодисперсных осадков, обогащенных опаловыми скелетами планктона, в котловине моря. По содержанию в поверхностных донных осадках и их пространственному распределению, полученные данные согласуются с литературными данными [2].

Распределение  $\text{SiO}_{2\text{аморф}}$  в колонке донных осадков Белого моря было изучено в 37 пробах станции 1404, расположенной в Двинском заливе ( $65^{\circ}23,291'$  с.ш.;  $37^{\circ}14,773'$  в.д., глубина 150 м). Отбор проб проходил с использованием трубки Неймисто с дискретностью 1

см до горизонта 30 см, далее с дискретностью 2 см. Анализы были выполнены в лаборатории физико-геологических исследований Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН методом 5% содовой вытяжки с колориметрическим окончанием.

Цель данной работы - изучить изменение содержания аморфного кремнезема в колонке донных осадков в Белом море.

Первые 8 см колонки характеризуются повышенным (>5%) содержанием  $\text{SiO}_{2\text{аморф}}$  (Рисунок 1, (а)). Наибольшее уменьшение содержания кремнезема на данном участке зафиксировано между наилком (0-1 см) и слоем 1-2 см, где отмечено минимальное в колонке содержание пелитовой фракции (85.1%) с заметно увеличенной долей песка и гравийного материала. На данном участке содержание аморфного кремнезема имеет наибольший коэффициент корреляции с содержанием пелитовой фракции ( $R=0.75$ ;  $n=8$ ;  $p=0.05$ ). В слое 8-9 см наблюдается значительное сокращение опала (< 4%). Каких-либо изменений в гранулометрическом составе осадка или в содержании органического углерода не зафиксировано (Рисунок 1, (б), (в)), однако сокращение биогенного кремнезема может быть связано с разрушением хрупких диатомовых панцирей при уплотнении осадка и изменениях условий среды (например, увеличении щелочности). На участке от 8 до 32 см  $\text{SiO}_{2\text{аморф}}$  варьируется в диапазоне 3-4% с незначительной тенденцией к сокращению ( $R^2=0.25$ ;  $n=23$ ;  $p=0.05$ ). Минимальное содержание кремнезема зафиксировано в слое 25-26 см – 1.71%. На горизонте 32 см и до конца исследуемой колонки (44 см) наблюдается повышение содержания  $\text{SiO}_{2\text{аморф}}$  до 5% и выше. При учете того, что осадок становится более однородный, активные стадии раннего диагенеза завершаются, увеличение аморфного кремнезема может быть связано с повышенным поступлением диатомового детрита в данный исторический период.

Исследуемый осадок, сложенный глинистым илом, представляется достаточно однородным. Доля пелитовой фракции на участке глубже 5 см изменяется в небольших пределах (90-95%). Таким образом, корреляционная зависимость между содержанием аморфного кремнезема и долей пелитовой фракции в колонке донных осадков не выявлена ( $R=-0.25$ ;  $n=26$ ;  $p=0.05$ ), что было показано ранее в распределении поверхностных осадков [1, 2]. Это объясняется, независимо от гранулометрического состава, сокращением  $\text{SiO}_{2\text{аморф}}$  в результате разрушения и растворения опаловых панцирей диатомей в процессе диагенеза.



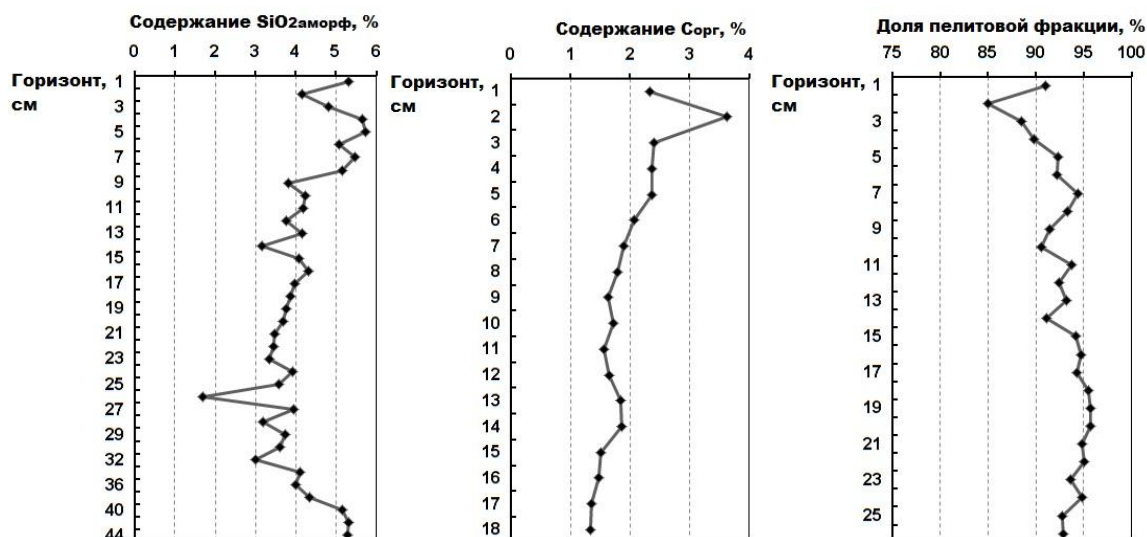


Рисунок 1 - Содержание аморфного кремнезема (а), органического углерода (б) и доли пелитовой фракции (в) в колонке донных осадков ст. 1404, Белое море

Распределение  $C_{орг}$  в изучаемой колонке характеризуется максимальным содержанием (3.64%) в поверхностном слое 1-2 см, с последующим постепенным сокращением до 1.34% в слое 17-18 см по мере окисления органического вещества (глубже данные по  $C_{орг}$  отсутствуют). Корреляционная связь между аморфным кремнеземом и органическим углеродом также отсутствует ( $R=0.37$ ;  $p=0.05$ ), что объясняется различной реакцией данных биогенных компонентов донных осадков на процессы диагенеза.

#### Литература:

1. Будько Д.Ф., Демина Л.Л., Новигатский А.Н. Распределение  $SiO_{2аморф}$  в поверхностных донных осадках Белого моря // III Международная молодежная научно-практическая конференция «Морские исследования и образование». Москва, МГУ, 22-24 октября 2014. С. 17-18.
2. Невеский Е.Н., Калинин В.В., Медведев В.С. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. – М.: Изд-во «Наука», 1977.

**ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ  
ХАРАКТЕРИСТИКА УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ГОРНОМ КРЫМУ В  
МАСТРИХТСКОМ ВЕКЕ**

**Р.Р. Габдуллин <sup>1</sup>, Е.Н. Самарин <sup>2</sup>, А.В. Иванов <sup>3</sup>, Н.В. Бадулина <sup>4</sup>, М.А. Афонин <sup>5</sup>,  
Д.В. Игтисамов <sup>6</sup>, Е.Ю. Фомин <sup>7</sup>, А.Ю. Юрченко <sup>8</sup>**

<sup>1</sup>МГУ, Москва, e-mail: mosgorsun@rambler.ru

<sup>2</sup>МГУ, Москва, e-mail: samarinen@mail.ru

<sup>3</sup>СГТУ, Саратов, e-mail: yashkovia@mail.ru

<sup>4</sup>МГУ, Москва, e-mail: nvbadulina@mail.ru

<sup>5</sup>МГУ, Москва, e-mail: mihail282@gmail.com

<sup>6</sup>МГУ, Москва, e-mail: dinar.igtisamov@rambler.ru

<sup>7</sup>МГУ, Москва, e-mail: foma92@list.ru

<sup>8</sup>МГУ, Москва, e-mail: annette1988@inbox.ru

Впервые комплексом литологических и геохимических методов проведено детальное определение условий седиментации циклично построенных отложений маастрихтского яруса в Горном Крыму. Предложены модели вариаций температуры, солёности и глубины для окраины океана Тетис в маастрихтском веке. Составлены сводные кривые вариаций  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  для маастрихта Горного Крыма.

На основе комплексного изучения отложений маастрихта в четырех разрезах Бахчисарайского района (Староселье, Беш-Кош, Чах-Махлы и Токма) и двух разрезов Севастопольского района (Малое Садовое, Танковое) детализированы условия седиментации на южной окраине океана Тетис. Предложены модели вариаций температуры, солёности и глубины для окраины Тетиса в маастрихтском веке.

В целом на протяжении маастрихта температура океанических вод повышалась от 14,6°C в начале века, до 37,5°C к его концу. Потепление проходило на фоне кратковременной регрессии в начале раннего маастрихта, позднее сменившейся поступательной трансгрессией, длившейся до середины века, затем, во второй половине маастрихта началась регрессия с коротким трансгрессивным импульсом в самом конце века. Диапазон вариации глубин различался на порядок, приблизительно от 40 до 400 метров. Трансгрессия сопровождалась увеличением солёности океанических вод (до 30 промилле), а регрессия – понижением солёности вод (до 12–24 промилле).

Сильные вариации и высокие значения температур в самом конце маастрихта могут быть связаны с падением астероида в Атлантический океан (кратер Чиксулуб) и излиянием базальтовых траппов на нагорье Деккан в Индии. Также определенное влияние на  $\delta^{18}\text{O}$  мог

сыграть минеральный состав накапливающихся карбонатов и соленость воды, что в итоге привело к повышенным значениям полученной температуры.

Детальное исследование природы цикличности отложений пачки XXI, содержащей губковые и безгубковые прослои показало, что, как правило, начало (подошва) губковых горизонтов отвечает относительному потеплению, углублению и/или возможному ослаблению терригенного сноса и увеличению солености Тетических вод, а их конец (кровля) – похолоданию, относительному обмелению и/или возможному усилению терригенного сноса и понижению солености вод Тетиса.

На основе имеющихся данных по разрезам Староселья, Беш-Коша и Малого Садового составлены сводные региональные кривые вариаций  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  (Рисунок 1) для маастрихта Горного Крыма. Сопоставив эти кривые с кривыми флуктуаций  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  в разрезе скважины Мулинекс-1 (Техас, США [1]), получили хорошую хеостратиграфическую корреляцию, позволяющую определить стратиграфическое положение уровня импактного события в конце маастрихта в разрезах Горного Крыма, а также проводить хеостратиграфическое сопоставление разрезов Горного Крыма с разрезами других регионов.

Работа поддержана Министерством образования и науки (гранты СГТУ-141 и СГТУ-146; Программой стратегического развития СГТУ имени Ю.А.Гагарина на 2012–2016 годы, тема 2.1.6. «Развитие учебно-научной лаборатории инженерной геоэкологии»), а также РФФИ (проекты 14-05-31171, 14-05-31538 мол\_а), научные результаты получены с использованием комплекса оборудования для анализа стабильных изотопов легких элементов Delta V Advantage, приобретенного по Программе Развития Московского университета (ауд. 603, ГЗ МГУ).

#### Литература:

1. Keller G., Abramovich S., Berner Z., Adatte T. Biotic effects of the Chicxulub impact, K-T catastrophe and sea level change in Texas // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2009. Vol. 271. P. 52–68.

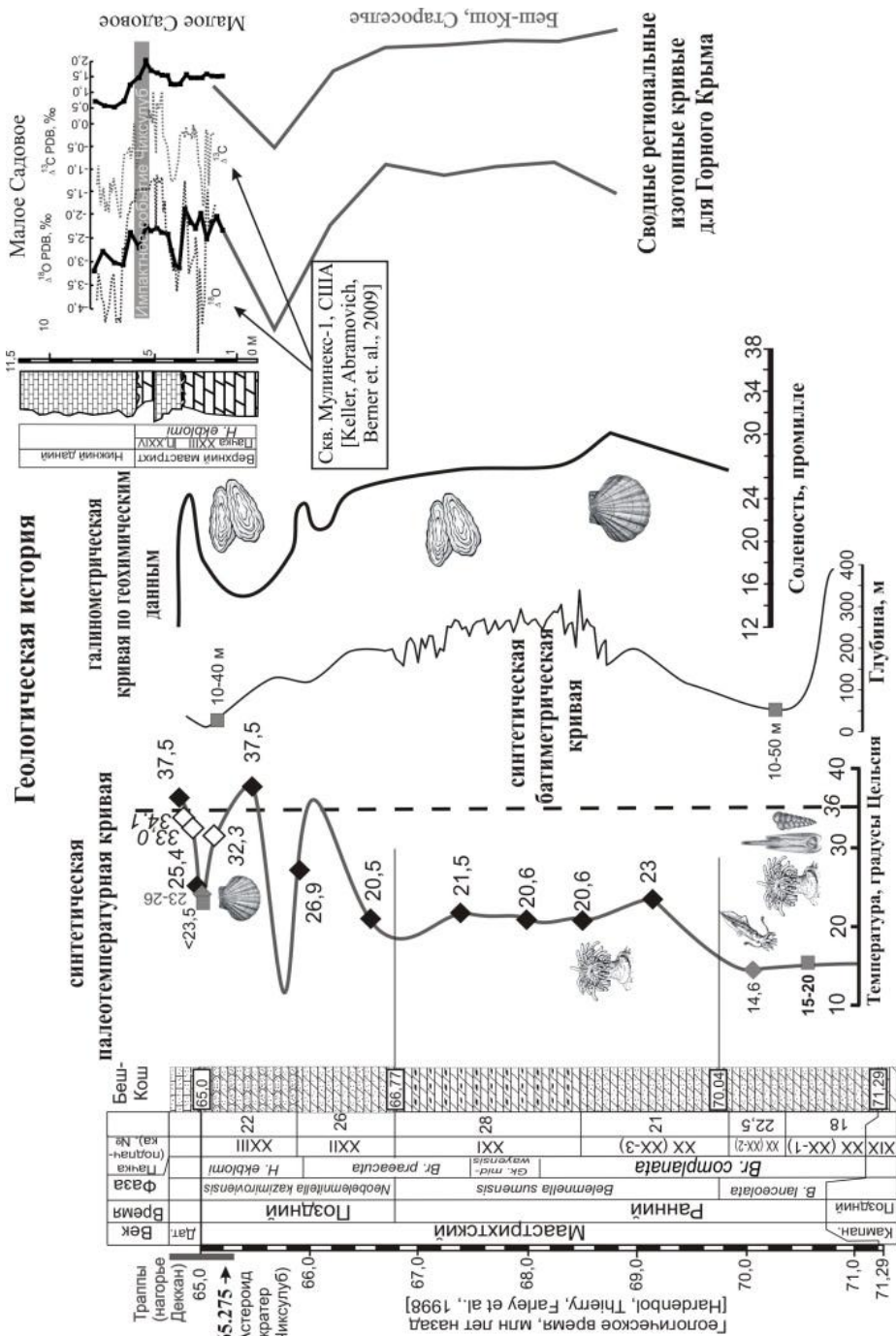


Рисунок 1 - Геологическая история Бахчисарайского района в маастрихтском веке

# УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В КРЫМСКОМ БАССЕЙНЕ В РАННЕКАМПАНСКОЕ ВРЕМЯ

Р.Р. Габдуллин <sup>1</sup>, Е.Н. Самарин <sup>2</sup>, А.В. Иванов <sup>3</sup>, Н.В. Бадулина <sup>4</sup>,  
М.А. Афонин <sup>5</sup>, Д.В. Игтисамов <sup>6</sup>, Е.Ю. Фомин <sup>7</sup>

<sup>1</sup>МГУ, Москва, e-mail: [mosgorsun@rambler.ru](mailto:mosgorsun@rambler.ru)

<sup>2</sup>МГУ, Москва, e-mail: [samarinen@mail.ru](mailto:samarinen@mail.ru)

<sup>3</sup>СГТУ, Саратов, e-mail: [yashkovia@mail.ru](mailto:yashkovia@mail.ru)

<sup>4</sup>МГУ, Москва, e-mail: [nvbadulina@mail.ru](mailto:nvbadulina@mail.ru)

<sup>5</sup>МГУ, Москва, e-mail: [mihail282@gmail.com](mailto:mihail282@gmail.com)

<sup>6</sup>МГУ, Москва, e-mail: [dinar.igtisamov@rambler.ru](mailto:dinar.igtisamov@rambler.ru)

<sup>7</sup>МГУ, Москва, e-mail: [foma92@list.ru](mailto:foma92@list.ru)

Впервые комплексно литологическими и геохимическими методами исследованы условия формирования циклично построенной толщи переслаивания глин и мергелей, известняков в нижнекампанском интервале кудринской свиты. Предложены модели вариаций температуры, солености и глубины в Горнокрымской части Тетиса для раннекампанского времени.

Впервые комплексно литологическими и геохимическими методами исследованы условия формирования циклично построенной толщи переслаивания глин и мергелей, известняков в нижнекампанском интервале кудринской свиты. Предложены модели вариаций температуры, солености и глубины в Горнокрымской части Тетиса для раннекампанского времени.

Формирование циклично построенной толщи переслаивания мергелей и известняков и подчиненных глин объясняется циклами разбавления (ЦР) и растворения (ЦРС) накапливающегося биогенного (планктоногенного) фораминиферово-водорослевого ила (пласты мергелей) монтмориллонитовым глинистым материалом вулканического происхождения, что подтверждает ранее высказанные предположения об их генезисе [1].

Относительно большие глубины бассейна в диапазоне 200-450 метров подтверждаются отношениями Fe/Mn и Ti/Mn. Значения натриевого модуля (НМ) показывают отсутствие значимых эвстатических вариаций в циклично построенной толще, что однозначно свидетельствует о циклах разбавления и растворения карбонатного ила в глубоководных условиях.

Распределение содержания V, Zn, Pb, Cu и отношения Sr/Ba показывают относительное увеличение солености в пластах мергелей и глинистых известняков и ее относительное

уменьшение в слоях подчиненных глин, что вызвано циклическим разбавлением карбонатного или глинистой компонентой, сносимой с суши.

Распределение содержания S сильно отличается от упомянутых выше и четкой связи вариации ее концентрации с пластовой циклическостью не установлено. Вместе с тем циклическое распределение ихнофоссилий является следствием циклических флуктуаций содержания кислорода, что подтверждается хорошей корреляцией распределения по разрезу содержания S и площади биотурбированных пород. Максимумы концентрации S отвечают минимумам биотурбации в глинистых прослоях. Таким образом, предполагается существование неблагоприятных для бентосных существ условий (небольшое понижение концентрации растворенного в воде кислорода) в момент поступления в седиментационную систему выветрелого вулканического пепла.

Характер распределения концентраций элементов и их отношений в изученном разрезе показывает, что формирование глинистых прослоев протекало в условиях более влажного и более холодного климата, вызывавшего рост объемов сноса с суши глинистого материала и что на протяжении раннего кампана наблюдалась слабая тенденция к общей гумидизации климата. Относительное похолодание можно объяснить насыщением атмосферы вулканическим пеплом при сильных извержениях.

Работа поддержана Министерством образования и науки (гранты СГТУ-141 и СГТУ-146; Программой стратегического развития СГТУ имени Ю.А.Гагарина на 2012–2016 годы, тема 2.1.6. «Развитие учебно-научной лаборатории инженерной геоэкологии»), а также РФФИ (проекты 14-05-31171, 14-05-31538 мол\_а).

#### Литература:

1. Габдуллин Р.Р. Ритмичность верхнемеловых отложений Русской плиты, Северо-Западного Кавказа и Юго-Западного Крыма (строение, классификация, модели формирования. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. 304 с.

# ЭВОЛЮЦИЯ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА ВНЕШНЕЙ ЧАСТИ КАРПАТСКОГО ПАЛЕОБАССЕЙНА (УКРАИНСКИЙ СЕГМЕНТ)

О. М. Гнилко <sup>1</sup>, Л.В. Генералова <sup>2</sup>, С.Р. Гнилко <sup>1</sup>, В.Б. Степанов <sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины, Львов, Украина,  
e-mail: gnylko\_o@mail.ru*

<sup>2</sup>*Львовский национальный университет имени Ивана Франко, Львов, Украина,  
e-mail: gen\_geo@mail.ru*

Изученные седиментологические особенности отложений внешней части аккреционной призмы Украинских Карпат позволили выделить литодинамические типы отложений, отражающие седиментационные процессы в Карпатском палеобассейне, в частности – турбидиты с текстурами Боума, продукты деятельности зерновых (грейниты) и грязекаменных (дебриты) подводносклоновых потоков, придонных течений, а также медленной (геми)пелагической седиментации типа “частичка за частичкой”. Анализ распределения литодинамических типов в стратиграфическом разрезе, совместно с найденной в них микрофауной, показал, что эволюция седиментогенеза внешней части Карпатского бассейна характеризуется постепенным изменением седиментации от глубоководной, преимущественно турбидитовой (мел-эоцен) – к мелководной (конец эоцена-миоцен).

В последние годы, при проведении геокартирования и составления новой Государственной геологической карты Украины масштаба 1:200 000 Карпатской серии листов, исследовались литолого-седиментологические особенности флишево-моласовых образований, слагающих Украинские Флишевые Карпаты (древнюю аккреционную призму). Эти, преимущественно текстурно-структурные особенности, позволили выделить литодинамические типы отложений (термин употребляется в понимании И.О. Мурдмаа [1]), отражающие седиментационные процессы в Карпатском палеобассейне, в частности – турбидиты с текстурами Боума, продукты деятельности зерновых (грейниты) и грязекаменных (дебриты) подводносклоновых потоков, придонных течений, а также медленной (геми)пелагической седиментации типа “частичка за частичкой”. Совокупности литодинамических типов, совместно с особенностями распространения микрофауны, указывают на определенные обстановки осадконакопления. В предлагаемой работе кратко охарактеризованы литодинамические типы образований наиболее внешней части Флишевых Карпат – преимущественно доминирующего здесь Скибового покрова, а также Бориславско-Покутского и Самборского покровов (фронтальная часть карпатской аккреционной призмы). Прослежен характер изменения литодинамических типов, а также микрофауны в стратиграфическом разрезе, отражающий эволюцию седиментогенеза.

Стратиграфический разрез **Скибового** покрова охватывает возрастной диапазон от раннего мела по миоцен и сложен следующими отложениями. Нижний мел (спасская свита, мощность до 200 м) представлен, главным образом литифицированными гемипелагическими

образованиями (аргиллиты, мергели с параллельнослоистыми и гомогенными текстурами) с прослоями мелкозернистых турбидитов и линзами грейнитов (алевро-аргиллиты с текстурами Боума типа  $T_{cde}$  и “тершивские” массивные песчаники соответственно). Согласно залегающие верхнемеловые-палеоценовые образования представлены маломощными (до 150 м) мергелистыми гемипелагитами головнинской свиты; типичными “классическими” турбидитами (текстуры  $T_{abcde}$ ,  $T_{bcde}$ ,  $T_{abc}$ ) с прослоями глинисто-мергелистых гемипелагитов стрыйской свиты (~ 1000 м); массивными, местами косослоистыми песчаниками ямненской свиты (до 350 м) – продуктами деятельности зерновых потоков и придонных течений. В подошве ямненской свиты развит пестроцветный яремчанский горизонт (мощностью 10–40 м), выражен зеленовато-серыми и вишнево-красными аргиллитами – литифицированными (геми)пелагическими глинами, чередующимися с зелеными алевролитами и песчаниками – турбидитами с элементами Боума  $T_{cd}$  и  $T_{cde}$ . Выше согласно залегает нижнеэоценовый “гиероглифовый” флиш манявской свиты (60-350 м) – переслаивание турбидитов, отложений придонных течений и (геми)пелагитов. В бассейне р. Опир в низах манявской свиты в пестроцветном горизонте нами найдены железо-марганцевые конкреции генотипа С (?). Размер конкреций от 3–5 см до 15 см. Содержание минералов железа и марганца в центральной зоне достигает 51 %, в промежуточной и периферийной зонах – 28-35 % соответственно. Стратиграфический разрез наращивается массивнослоистыми ниже-среднеэоценовыми песчаниками выгодской свиты – преимущественно грейнитами, и средне-верхнеэоценовым флишем быстрицкой свиты – турбидитами, отложениями течений и гемипелагитами. Местами быстрицкая свита замещается мергелями гемипелагического генезиса с линзами дебритов (олиостром). Разрез эоцена завершается серыми глобигериновыми мергелями гемипелагического происхождения (мощностью до 10–20 м). В некоторых разрезах отложений Скибового покрова большая часть палеоцена-эоцена представлена тонко-среднеслоистыми либо грубослоистыми турбидитами.

Выше залегают олигоцен-миоценовые, преимущественно гемипелагические образования менилитовой свиты (до >1000м) – черные обогащенные органикой аргиллиты с прослоями кремней, перекрывающиеся и, в то же время, фациально замещающиеся серым флишем кросненской свиты (до >1000м), в котором четко не фиксируются текстурные признаки, свойственны турбидитам. Более того – в верхах кросненской свиты местами развиты эвапориты. Эти отложения завершают стратиграфический разрез Скибового покрова.

Разрез отложений **Бориславско-Покутского** покрова схож со Скибовым, но отличается верхней частью, где развиты миоценовые, местами соленосные молассы. Образования наиболее внешнего покрова аккреционной призмы Карпат – **Самборского**,



представлены исключительно миоценовыми молассами – преимущественно глинисто-песчанистыми, местами олистостромовыми, иногда эвапоритовыми отложениями.

Мел-эоценовые типично флишевые отложения Скибового и Бориславско-Покутского покровов вмещают многочисленные агглютинирующие бентосные фораминиферы, среди которых доминируют представители родов *Silicobathysiphon*, *Nothia*, *Rhabdammina*, *Ammodiscus*, *Hormosina*, *Haplophragmoides*, *Recurvoides*, *Trochamminoides*, *Paratrochamminoides*, *Reticulophragmium*, *Trochammina*, *Karrerulina*. Характерными особенностями стенки раковины этой микрофауны являются: преимущественно кремнистый состав; плотная цементация; малое количество цемента или его отсутствие в ископаемом состоянии. Такой родовой состав и особенности морфологии являются типичными для глубоководных агглютинирующих фораминифер (англ. DWAF – deep-water agglutinated foraminifera), указывающих на нижнебатиально-абиссальные глубины и распространенных в разновозрастных отложениях Польских Карпат, Средиземноморья, Атлантического, Тихого, Индийского океанов [2, 3]. Отложения конца эоцена (глобигериновые мергели) – миоцена содержат ассоциации преимущественно известковых (планктонных и бентосных) фораминифер, свидетельствующих о верхнебатиально-сублиторальных условиях седиментации.

Таким образом, типично флишевые образования мела-эоцена сложены преимущественно турбидитами с текстурами Боума, чаще всего переслаивающиеся с литифицированными гемипелагитами – аргиллитами (иногда пестроцветными) и мергелями, с наносами придонных течений, а также с линзами грейнитов и дебригов (олистостром). Они вмещают преимущественно глубоководную фауну мелких фораминифер. Отложениям верхов эоцена – миоцена, как правило не присущи черты типичных турбидитов, им свойственно наличие относительно мелководной фауны и, в наивысшей части – эвапоритов. Эволюция седиментогенеза внешней части Карпатского бассейна характеризуется постепенным изменением седиментации от глубоководной, преимущественно турбидитовой – к мелководной молассовой, что, вероятно, отображает процесс проградации и поднятия передовой части аккреционной призмы при ее надвигании на платформу и трансформации желоба в молассовый бассейн форланда.

#### Литература:

1. Мурдмаа И. О. Фации океанов. – М. : Наука, 1987. – 303 с.
2. Krasheninnikov, V.A., 1974. Upper Cretaceous benthonic agglutinated foraminifera, Leg 27, DSDP. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 27. – 631–661p.

3. Kaminski, M.A., Gradstein, F.M., Berggren, W.A., Geroch, S., Beckmann, J.P., 1988. Flysch-type agglutinated foraminiferal assemblages from Trinidad: Taxonomy, stratigraphy and paleobathymetry. *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*. V. 41. – 155–227p.

## **ЗНАЧЕНИЕ СОХРАННОСТИ СЕДИМЕНТОГЕННЫХ ВОД В ВОДОНОСНОМ КОМПЛЕКСЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ ДЛЯ РАЗВИТИЯ КАСПИЙСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА**

**О.В. Голованова**

*Геологический Институт РАН, Москва, e-mail: golovanova2000@mail.ru*

Рассматривается еще одна из важнейших и, возможно, уникальных особенностей Каспийского осадочного бассейна – отсутствие вытеснения седиментогенных вод в водоносном комплексе плейстоцена Северного Прикаспия. Показано, что рост минерализации поровых и, далее, подземных вод является результатом преобразований в процессе диагенеза. В условиях сохранения седиментогенных вод в геологической истории гидрослюдистые глины являются мощным источником вещества, обеспечивающим значительный рост минерализации поровых вод морских осадков и подземных вод. На основании всестороннего анализа закономерностей седиментогенеза в Каспийском бассейне плейстоцена и формирования подземных вод водоносного комплекса плейстоцена Северного Прикаспия автором определен комплекс специфических природных факторов и условий (многих – на количественном уровне), по которому с высокой степенью уверенности можно предполагать сохранение, либо вытеснение седиментогенных вод в осадочных бассейнах. Это весьма актуально как для изучения современных бассейнов седиментации, так и для палеогеологических реконструкций. Это также имеет большое практическое значение, определяя возможности распространения загрязнений в геологической среде.

Рассмотрено отсутствие вытеснения седиментогенных вод в значительной части осадочного бассейна – Северного Прикаспия и Каспия как важнейшая особенность Каспийского бассейна на современном этапе. Детальные исследования водоносного комплекса плейстоцена Северного Прикаспия [1] и анализ литературных данных по Западному и Восточному побережьям (подземный сток [3,4], поровые воды, субмаринная разгрузка подземных вод [2]) позволили установить комплекс факторов и условий, определяющих сохранность либо вытеснение седиментогенных вод осадочно-породных бассейнов инфильтрационными водами.

Показано, что Северная часть бассейна (Северный Каспий и Прикаспийская низменность) отличается исключительно малым уклоном земной поверхности и морского дна, мелководностью моря и практически горизонтальным залеганием слоев. Это весьма важное обстоятельство, которое определяет специфику седиментогенеза в данной части бассейна. Наиболее актуальной является проблема колебания уровня моря, так как относительно небольшие изменения водного баланса в бассейне приводят к весьма значительной миграции береговой линии, что имеет массу разнообразных последствий. Противоположная ситуация

складывается в бассейнах, граничащих с горными системами (западный берег Каспия), где уклоны значительны, шельф узкий, тектонические условия разнообразны, а слои чаще всего дислоцированы. Эти типы условий осадконакопления также значительно различаются по климатическому фактору, а именно по коэффициенту увлажнения территории и, следовательно, по количеству инфильтрационного питания атмосферными осадками.

Химический состав подземных вод детально изучаемого нами водоносного комплекса изменен в сторону увеличения концентрации компонентов относительно таковых в поровых водах плейстоценовых бассейнов Каспия, что определяется процессами взаимодействия (физической, химической и биологической природы) в системе вода-порода-газ-органическое вещество. Сохранение седиментогенных вод в рассматриваемой нами части осадочного бассейна способствует концентрированию химических элементов в подземных водах, исключая миграцию воды, газов и химических элементов иных генетических типов и (или) из иных интервалов геологического разреза. Показано, что при отсутствии вытеснения седиментогенных вод гидрогеохимическая картина определяется главным образом составом пород и особенностями распределения тонкодисперсных фракций [1,5,6,7].

Весьма актуальной является проблема субмариной разгрузки подземных вод и флюидов для широкого круга специалистов (седиментологов, геохимиков, гидрогеологов, биологов и др.). Может ли разгрузка подземных вод в моря и океаны существенно влиять на состав морской воды (в количественном и качественном отношении)? Если произойдет разгрузка древних седиментогенных вод, существенно более метаморфизованных и, следовательно, значительно отличающихся по химическому, газовому и прочему составу, произойдут ли изменения в наддонной воде? Будут ли масштабы изменений локальными, или затронут значительные области морского бассейна и атмосферу? По нашим данным [1] и данным оценок подземного стока [3,4] разгрузка подземных вод плейстоцена в Северном Каспии практически исключена. Это согласуется с отсутствием достоверных определений субмариной разгрузки подземных вод в данной области моря [2].

Контрастными условиями интенсивного подземного стока характеризуется, в особенности, Западное побережье [3,4]. Именно здесь надежно идентифицируется активная субмаринная разгрузка [2]. Следует особо отметить, что для основной части акватории современного Каспия выявлено отсутствие значимого вклада со стороны подземных вод (Рисунок 1).

## Характеристики подземного стока и субмаринной разгрузки современного Каспия

— Условная граница области субмаринной разгрузки напорных вод в море. Получена путем аппроксимации пьезометрических поверхностей\*

➡ Области высоких значений модуля подземного стока, полученных гидродинамическими расчетными методами\*

★ районы субмаринной разгрузки слабominерализованных подземных вод\*\*

\*- И.С. Зекцер, Р.Г. Джамалов, А.В. Месхетели, 1977, 1984

\*\* - Ю.Н. Гурский, 2003, 2007

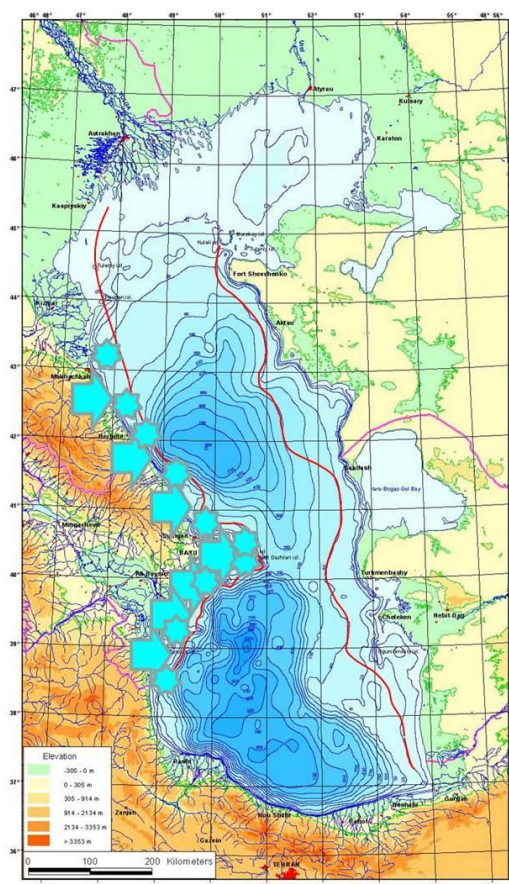


Рисунок 1

### Литература:

1. Голованова О.В. Подземные воды водоносного комплекса плейстоцена Северного Каспия и Прикаспия. Сообщение 1. Специфика условий водообмена и факторы сохранения седиментогенных вод. Литология и полез. Ископаемые. 2015. № 3. С. 258-275.
2. Гурский Ю.Н. Геохимия литогидросферы внутренних морей. Сообщение 1. Методы изучения и процессы формирования химического состава иловых вод в отложениях Черного, Азовского, Каспийского, Белого, Балтийского морей. М.: ГЕОС, 2003. 331 с.
3. Джамалов Р.Г., Зекцер И.С., Месхетели А.В. Подземный сток в моря и мировой океан. М.: Наука, 1977. 94 с.
4. Зекцер И.С., Джамалов Р.Г., Месхетели А.В. Подземный водообмен суши и моря. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 207 с.
5. Лисицин А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 308 с.
6. Страхов Н.М. Осадкообразование в Каспийском море // Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 137-179.
7. Тагеева Н.В., Тихомирова М.М. Геохимия поровых вод при диагенезе морских осадков. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 246 с.

# ЭВОЛЮЦИЯ ОБСТАНОВОК СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ (АССО) В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ – ПАЛЕОЗОЕ

Я.М. Гутак

*Сибирский государственный индустриальный университет, г. Новокузнецк, Россия,*

*e-mail: gutakjaroslav@yandex.ru*

В данной работе автором на основе синтеза данных по эволюции седиментогенеза в АССО приводится краткая характеристика основных крупных этапов осадконакопления в регионе. Эти этапы связываются с историей развития древнего Палеоазиатского океана.

Позднедокембрийско-палеозойский интервал развития западной части АССО отвечает полному циклу развития древнего океанического бассейна, известного под названием Палеоазиатский океан. Этот бассейн возник в конце докембрия (венд) после распада Родинии и разделял Сибирь, Китай, Казахстан и Европу. Это предопределило эволюцию процессов седиментогенеза в регионе.

В основании фанерозойского разреза зафиксированы вулканогенные образования основного состава, сопоставимые с базальтами срединно-океанических хребтов [2]. Вышележащий разрез венда и нижнего кембрия сложен мощной толщей карбонатных пород с примесью силицилитов и доломитов (не исключено, что доломитизация вторична). Эти отложения сопоставляются с океанической карбонатной платформой, сформированной в режиме пассивной континентальной окраины. В верхней части ее разреза отмечены ископаемые рифы.

Начало среднего кембрия в очерченной территории ознаменовано возникновением островной вулканической дуги и сопутствующего ей глубоководного желоба. Это вызвало кардинальную смену процессов седиментации. В желобах формируются турбидитные отложения, часто с олистостромами в основании, на вулканических островах формируется комплекс вулканогенно-осадочных отложений базит-андезит-дацитового состава. В прилегающих к островам акваториях морей формируются грубообломочные толщи тефроидов [1]. В виде исключения продолжают процессы карбонатного осадконакопления, но последние ограничены по площади, как правило, это небольшие биогермы на вершинах подводных вулканов (усть-кульбичский горизонт) [6]. Такой режим осадконакопления продолжается в регионе до начала ордовикского периода.

В ордовикский и силурийский периоды на большей части региона в обстановке континентального шельфа формируется комплекс карбонатно-терригенных отложений с заметным преобладанием карбонатной составляющей. Вулканическая деятельность в островной дуге практически прекратилась (или ее проявления еще не идентифицированы) и

документально подтверждена только в Кузнецком Алатау (тайметская свита). Осадочный комплекс этого временного интервала отложения многими исследователями трактуется как образования карбонатной платформы, а этап их формирования сопоставляется с пассивной континентальной окраиной [1]. Такая корреляция, не лишена определенной логики, но она только внешнее отражение схожести обстановок седиментации (шельф). При детальном рассмотрении можно видеть, что карбонатная составляющая отнюдь не единственная, заметна роль обломочных и глинистых пород. Бросается в глаза большое разнообразие фаций от рифогенных до грубообломочных и глубоководных. С тектонической точки зрения параллель с пассивной континентальной окраиной не выдерживает критики, эта стадия развития территории закончилась в начале среднего кембрия образованием островной дуги и сопутствующего ей глубоководного желоба. Глубоководные океанические обстановки седиментации продолжают существовать и в ордовике и в силуре. Пример тому обнаружение глубоководных океанических образований в Засурьинском районе севера Горного Алтая [4, 5]. Вулканическая деятельность в пределах островной дуги в это время резко ослаблена. Как показывают данные последних лет это время метаморфических преобразований поглощенных в зонах субдукции порций образований глубоководного желоба [3].

На девонском этапе развития территории Западной части АССО происходит качественное изменение условий осадконакопления, что связано с резкой активизацией вулканической деятельности в островодужной системе. В хронологии это событие приурочено к началу эмского века раннего девона. В это время сформирован ряд крупных вулканоплутонических структур поясного простирания. Вулканизм в большинстве случаев (за исключением Рудного Алтая) носил субаэральный характер. При этом, в большинстве случаев, это стратовулканы с лавой андезит-дацитового состава. К настоящему времени большинство таких структур претерпели значительную эрозию и на современном срезе представлены только своими корневыми частями (Калгутинский и Аксайский ареалы в юго-восточной части Горного Алтая, Тельбесский в Горной Шории и др.). С областями вулканической деятельности соседствуют неглубокие шельфовые бассейны седиментации с накоплением пестрых по составу фаций отложений (от пляжевых до рифовых и глинистых). Разнообразие обстановок седиментации в это время максимально, что нашло свое отражение в количестве местных стратиграфических подразделений. В Рудном Алтае вулканическая деятельность происходила в пределах морской акватории и склоны действующих вулканов стали идеальным местом для проявления подводной фумарольной деятельности и осаждению полиметаллических руд (Змеиногорское, Рубцовское, Корбалихинское и др. месторождения). Поиск таких проявлений напрямую связан с идентификацией вершинных частей палеовулканов. Очень часто на вулканических конусах формируются рифовые постройки

(Змеиногорская, Николаевская, Сургутановская, Неверовская). С вулканическими образованиями ассоциируют глубоководные радиоляриевые илы, глинистые осадки. Грубообломочные породы редки и маломощны. Этот этап характеризует зрелую стадию развития древнего океанического бассейна и его переход к стадии орогена, в которую регион перешел во второй половине карбона.

Осадконакопление в позднем палеозое концентрируется в крупных впадинах, большая часть которых носила приразломный характер. Наиболее крупная из них Кузнецкая впадина начала свое формирование как седиментационная структура еще со среднего девона. Характерной чертой осадконакопления в ней стало периодическое формирование угольных пластов, самый древний из которых (Барзасское месторождение) датируется началом среднего девона. До середины каменноугольного периода впадина развивается как часть морского шельфа (Кузнецкий залив Западно-Сибирского моря), а дальше развивается как заболоченная аккумулятивная равнина. Особенности осадконакопления в позднем палеозое в регионе выражены в накоплении мощной угленосной формации сформированной из обломочных (конгломерат, песчаник, алевролит, аргиллит), биогенных (каменный уголь) и хемогенных (сидерит) осадочных горных пород.

Таким образом, в позднем докембрии и палеозое территория западной части АССО прошла все этапы развития древнего Палеоазиатского океана от его зарождения до закрытия. Это нашло свое отражение в развитии процессов седиментации.

#### Литература:

1. Грицюк Я.М., Гутак Я.М. Реконструкция геодинамических режимов девона Западной части Алтае-Саянской складчатой области // Вопросы геологии Сибири. Томск, 1994, вып. 3. - С. – 109-115.
2. Гусев Н.И. Реконструкция геодинамических режимов докембрийского вулканизма в ЮВ части Горного Алтая // Палеогеодинамика и формирование продуктивных зон Южной Сибири. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ АН СССР. 1991 – С – 32-55.
3. Гусев Н.И. Метаморфические комплексы Горного Алтая; Вещественный состав и геохронология. LAP LAMBERT. Saarbrucken, 2013. - 71 с.
4. Гутак Я.М., Савицкий В.Р., Родыгин С.А., Кривчиков В.А. Нижнепалеозойские турбидитные отложения северной части Горного Алтая (последовательность образования, относительный возраст) // Вестник Томского государственного университета. Серия «Науки о Земле» (геология, география, метеорология, геодезия). Приложение. Материалы научных конференций, симпозиумов, школ, проводимых в ТГУ. Проблемы геологии и географии Сибири. 2003, №3, вып. II. – С. 64-67.
5. Ивата К. Сенников Н.В., Буслов М.М. Позднекембрийско-раннеордовикский возраст базальтово-кремнисто-терригенной засурынской свиты // Геология и геофизика. 1997. - Т.38, №9. – С. 1427-1444.
6. Петрунина З.Е., Габова М.Ф. Трилобиты верхнего кембрия Кузнецкого Алатау и Салаира (Усть-Кульбичский горизонт. Новокузнецк: Изд-во кузГПА. 2008. – 114 с.

# ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ НА РАННИХ СТАДИЯХ ДИАГЕНЕЗА ДОННЫХ ОСАДКОВ БЕЛОГО МОРЯ

Л.Л. Демина<sup>1</sup>, Д.Ф. Будько<sup>1</sup>, Т.Н. Алексеева<sup>1</sup>, А.Н. Новигатский<sup>1</sup>,  
А.И. Коченкова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН*  
*e-mail: l\_demina@mail.ru,*  
*dmitry.b-1990@yandex.ru;*  
*tania@blackout.ru;*  
*novigatsky@ocean.ru;*  
*kochen.a@mail.ru*

Приводятся новые данные по изучению физико-химических форм нахождения группы тяжелых металлов (Mn, Fe, Cd, Co, Cr, Cu, Mo, Ni, Pb) в процессах раннего диагенеза донных осадков Белого моря. Применение высокоразрешающего исследования ненарушенных донных осадков (слои дискретностью 1 см) позволяет установить, что в самом поверхностном слое (0-6 см) отмечаются наиболее значительные изменения в поведении микроэлементов. В первую очередь происходит восстановление таких редокс-чувствительных металлов как Mn и Fe, мигрирующих из осадков в иловую воду. Показано, что отношение Mn/Fe, используемое в качестве индикатора среды осадконакопления, информативно при изучении геохимически-лабильных фракций на начальных стадиях раннего диагенеза.

Изучение форм нахождения металлов в донных осадках позволяет оценить геохимические процессы, приводящие к их накоплению. Известно, что изменение содержания металлов контролируется соотношением форм их нахождения, на которые влияют такие важные литолого-геохимические параметры как гранулометрический и минеральный состав, влажность, окислительно-восстановительный потенциал.

Поведение тяжелых металлов (Mn, Fe, Pb, Cd, Co, Cu, Cr, Mo, Ni) в различных по геохимической подвижности формах, а также гранулометрический состав и распределение органического и карбонатного углерода, изучено в 18-ти пробах донных осадков ст.1404 в Двинском заливе Белого моря (65°23,291' с.ш.; 37°14,773' в.д., глубина 150 м), отобранных трубкой Неймисто с дискретностью 1 см. Колонка 1404 представлена голоценовыми морскими осадками, сложенными глинистым илом. Содержание преобладающей пелитовой фракции < 0.01 мм изменяется в колонке от 85.05 до 95.77%, медианный диаметр практически постоянен (0.0042 – 0.0045 мм). В слое 0-6 см отмечена повышенная влажность с максимумом (77.34%) в наилке (0-1 см), а также повышенное в 2 раза (по сравнению с нижележащими осадками) содержание Сор<sub>г</sub> (1.85%). В пределах слоя 0-18 см методом последовательной селективной химической экстракции выполнен анализ следующих физико-химических форм нахождения: форма-1 – обменный комплекс или адсорбированная на глинистых и карбонатных частицах [1]; форма 2 – Fe-Mn аморфные гидроксиды и связанные с ними металлы [2]. Концентрация тяжелых металлов (Mn, Fe, Pb, Cd, Co, Cu, Cr, Mo, Ni) определена методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС Agilent 7500).



Наши данные показывают, что для большинства исследованных металлов, в исследованных осадках преобладает литогенная форма, тогда как Mn представлен преимущественно аморфными гидроксидами. Поведение Fe и Mn в ходе раннего диагенеза сильно различается (Рисунок 1). Марганец до гор. 6 см почти полностью (90-95%) представлен аморфными гидроксидами, доля которых на гор. 6 см – 55%, ниже она снижается до 30%, и на гор. 18 см составляет лишь 12% от валового. Как видно из рис., валовое содержание Mn по длине колонки падает, особенно резко – в пределах 0-6 см, при этом градиент концентрации Mn составляет 0.84% на 1 см (исходя из формулы  $grad = \Delta C / \Delta L$ :  $(5.2 - 0.27)\% / 6 \text{ см} = 0.84\% / 1 \text{ см}$ ). Очевидно, резкое снижение валового содержания Mn происходит за счет уменьшения аморфных гидроксидов, обусловленного тем, что в условиях дефицита кислорода, израсходованного на окисление ОВ, происходит восстановление Mn(IV) в Mn(II) и миграция последнего в иловые воды, что подтверждается увеличением вниз по колонке концентрации Mn в иловых водах. Изменение валового содержания Fe в слое 0-18 см не столь значительно по сравнению с Mn; аморфные гидроксиды Fe также определяют его общее распределение, но не более чем наполовину. Незначительное убывание обменного комплекса Mn и Fe связано с их десорбцией при понижении pH (в пределах 7-5), которое как правило сопровождается окислением ОВ [3].

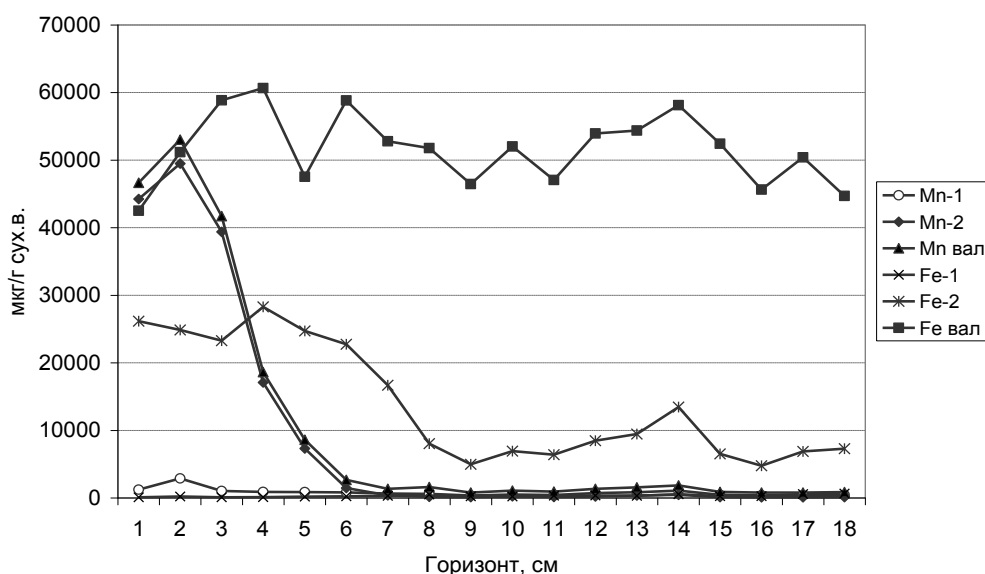


Рисунок 1 - Изменение геохимически-лабильных форм и валового содержания Fe и Mn в ненарушенной колонке донных осадков ст. 1404, Белое море. Цифровыми индексами обозначены формы: 1– обменный комплекс, 2- аморфные Fe-Mn гидроксиды; вал.- валовое содержание металлов

Динамика отношения Mn/Fe, которое используется для палеореконструкции динамики кислорода [4] и характеризует различия в кинетике процессов окисления-восстановления Mn и Fe, также наиболее резко выражена в слое 0-6 см: Fe окисляется быстрее, чем Mn, а Mn восстанавливается быстрее, чем Fe в восстановительной среде. Отношение Mn/Fe в валовом

осадке колеблется от 0.71 до 0.51, составляя в среднем 0.61, а в литогенной форме донных осадков Белого моря - 0.02 в среднем, что совпадает со средним Mn/Fe для глин [5].

Изменение по глубине формы-2 микроэлементов, связанных с Fe-Mn аморфными гидроксидами, имеет сходный характер: резкое уменьшение в поверхностном слое (0-6 см) с последующими не столь значительными вариациями. Основная масса Cd, Co, Cr, Cu, Ni, Mo и Pb сосредоточена в геохимически инертной литогенной форме, роль которой увеличивается с глубиной осадочного слоя, т.е. по мере трансформации геохимически-лабильных форм. В окисленном наилке (0-1 см) минимально содержание металлов в литогенной форме, пики этой формы для большинства металлов обнаружены на гор. 8 и 16 см, где увеличена доля песчаной фракции.

Исследованное соотношение форм нахождения микроэлементов отражает преобладание терригенного материала в составе донных осадков Белого моря [6], а также согласуется с данными по формам нахождения тяжелых металлов в донных осадках другого арктического бассейна - Карского моря [7].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, 15-05008372.

#### Литература:

1. Luoma S.N., Bryan G.W. A statistical assessment of the forms of trace metals in oxidized estuarine sediments employing chemical extractants. *Science of the Total Environment*. 1981. **17**, 165-196.
2. Chester R., Hughes M.J. A chemical technique for separation of ferromanganese minerals and adsorbed trace metals from pelagic sediments. *Chemical Geology*. 1967, **3**, 249-262.
3. Гурский Ю.Н. Особенности химического состава иловых вод Белого моря. *Океанология*. 2005, **45** (2), 224-239.
4. Naeher S., Gilli A., North R.P., Hamann Y., Schubert C.J. Tracing bottom water oxygenation with sedimentary Mn/Fe ratios in Lake Zurich, Switzerland. *Chemical Geology*. 2013. **352**, 25-133.
5. Григорьев Н.А. Среднее содержание химических элементов в горных породах, слагающих верхнюю часть континентальной коры. *Геохимия*. 2003. **7**, 785-792.
6. Лисицын А.П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер Земли. В кн. *Мировой океан*. 2014. Т. 2.- М.: Научный мир, 331-553.
7. Демина Л.Л., М.А. Левитан, Н.В. Политова. О формах нахождения некоторых тяжелых металлов в донных осадках эстуарных зон рек Оби и Енисея (Карское море). *Геохимия*. 2006. **2**, 212-226.

# НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО РАСПРЕДЕЛЕНИЮ ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА В ПОВЕРХНОСТНЫХ ДОННЫХ ОСАДКАХ СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО КАСПИЯ

Н.В. Козина

*ИО РАН, Москва, e-mail: kozina\_nina@bk.ru*

В данной работе на основе детальных исследований приведено распределение органического углерода в поверхностных донных осадках Среднего и Южного Каспия. Впервые для данного региона был изучен верхний полужидкий слой (наилок), в котором происходит накопление основных масс органического вещества.

Каспийское море является одним из крупнейших бессточных водоемов земного шара и расположено на границе двух климатических зон. На западе и северо-западе Каспийское море расположено в гумидной области, где перерабатывается большое количество терригенного материала, поступающего с речным стоком, а восточная часть Каспийского моря расположена в аридной области, питание которой осуществляется за счет эоловых потоков из пустынь Казахстана и Туркменистана. Тем самым, изучение процессов современного осадконакопления в Каспийском море интересно своим разнообразием.

Органическое вещество донных осадков Каспийского моря играет важную роль в процессе осадкообразования и является одним из основных факторов, определяющих миграцию химических элементов, характер газового режима и интенсивность диагенитических преобразований донных осадков [12]. Органическое вещество донных осадков Каспийского моря привлекало внимание уже в первых комплексных исследованиях, а распределение органического углерода изучалось многими учеными [2, 3, 4, 8, 9, 12].

В Каспийском море распределение  $C_{орг.}$  по литологическим типам донных осадков обнаруживает закономерность, которая установлена для большинства внутриконтинентальных морей и выражается в зависимости его концентраций от степени дисперсности осадков [2, 10, 11, 12]. В основном, максимальные значения  $C_{орг.}$  тяготеют к пелитовым илам, а минимальные – к пескам и крупным алевритам. В Среднем и Южном Каспии содержание  $C_{орг.}$  увеличивается от прибрежных зон в сторону глубоководных областей.

Материал для исследований был получен в экспедициях НИС «Рифт» и «Никифор Шуреков» в 2010, 2012 и 2013 годах (ИО РАН, руководитель экспедиций А.К. Амбросимов). Исследования проводили в рамках Программ Президиума РАН «Система Каспийского моря», руководитель академик А.П. Лисицын.

Впервые для данного бассейна при отборе проб донных осадков использовался новейший пробоотборник (мультикорер), который позволяет сохранить верхний полужидкий

слой (наилкок) ненарушенным. Пробы отбирались из керна мультикорера с дискретностью от 0.5 см в поверхностных горизонтах до 5 см в нижних горизонтах. Количество проанализированного материала составило порядка 300 проб. Общий углерод определялся на анализаторе углерода АН–74 методом кулонометрического титрования углекислого газа, выделяющего при высокотемпературном сжигании (при  $t=800^{\circ}\text{C}$ ) в потоке кислорода проб. Органический углерод определялся аналогично, путем предварительного притравливания образца 3М HCl.

Для Каспийского моря получены новые данные по распределению  $C_{\text{орг}}$  в поверхностных слоях донных осадков (Рисунок 1). Полученные концентрации  $C_{\text{орг}}$  в 2-3 раза превышают значения, установленные предыдущими исследователями [2, 5, 8, 12]. Было исследовано 8 колонок, расположенных на Транскаспийском разрезе (Рисунок 2).

Впервые в глубоководной впадине Среднего Каспия (Дербентская котловина) и в Южной глубоководной впадине в центральной ее части и на северном склоне, где происходит накопление пелитовых и известково-пелитовых илов [7, 8, 12], зафиксированы большие концентрации  $C_{\text{орг}}$  (Рисунок 1). Автором установлено, что в верхнем слое осадка (в интервале 0–2 см) содержание  $C_{\text{орг}}$  в колонках (ст. 3907, ст. 3917, ст. 3916) составляет от 6 до 8%. Такие высокие концентрации органического углерода не были зафиксированы до этого времени в Каспийском море предшествующими исследователями [2, 5, 8, 12]. После верхних 2–х см вниз по разрезу количество органического углерода резко уменьшается до 4% и менее. Минимальные концентрации  $C_{\text{орг}}$  наблюдаются в северной части Среднего Каспия (ст. 3904) – менее 2 %, где происходит разбавление донных осадков мощным речным стоком р. Волги. В этой зоне наблюдается активная гидродинамическая обстановка [1], поэтому осадочный материал в этой части моря накапливается незначительно, о чем свидетельствуют низкие скорости седиментации [7].

Полученные в 2–3 раза повышенные концентрации  $C_{\text{орг}}$  связаны с наличием сероводорода в глубоководных впадинах Среднего и Южного Каспия и отсутствием кислорода в этих зонах, что было подтверждено в комплексных исследованиях 2012 г [4]. В связи с отсутствием кислорода, органическое вещество не способно быстро разлагаться, вследствие чего, происходит «консервирование»  $C_{\text{орг}}$ . Так как основные концентрации  $C_{\text{орг}}$  присущи верхним слоям донных осадков, то важным фактором получения новых надежных данных является то, что для отбора донных осадков мы впервые использовали мультикорер для данного бассейна, который способен сохранять верхний слой (наилкок) ненарушенным. Этот метод пробоотбора до этого времени не использовался в Каспийском море, а другие пробоотборники при их подъеме теряют верхний полужидкий слой.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ 14-05-00769; 14-05-00875.

Автор признательна академику А.П. Лисицыну за поддержку, экипажу НИС «Рифт» и «Никифор Шуреков», А.К. Амбросимову, А.А. Ключиткину и М.Д. Кравчишиной за помощь в экспедициях, Л.В. Деминой за определение  $S_{орг}$ .

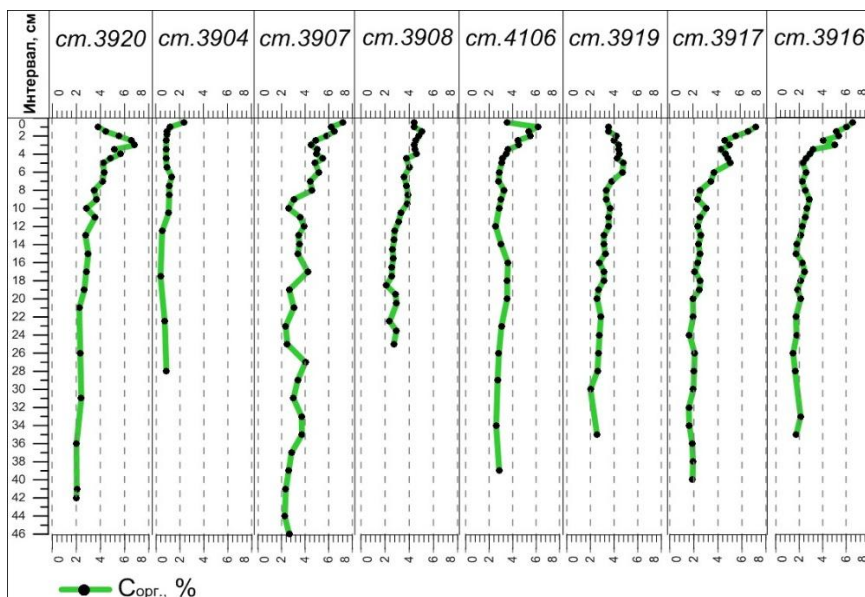


Рисунок 1 - Распределение  $S_{орг}$  в поверхностных донных осадках, отобранных мультикорером

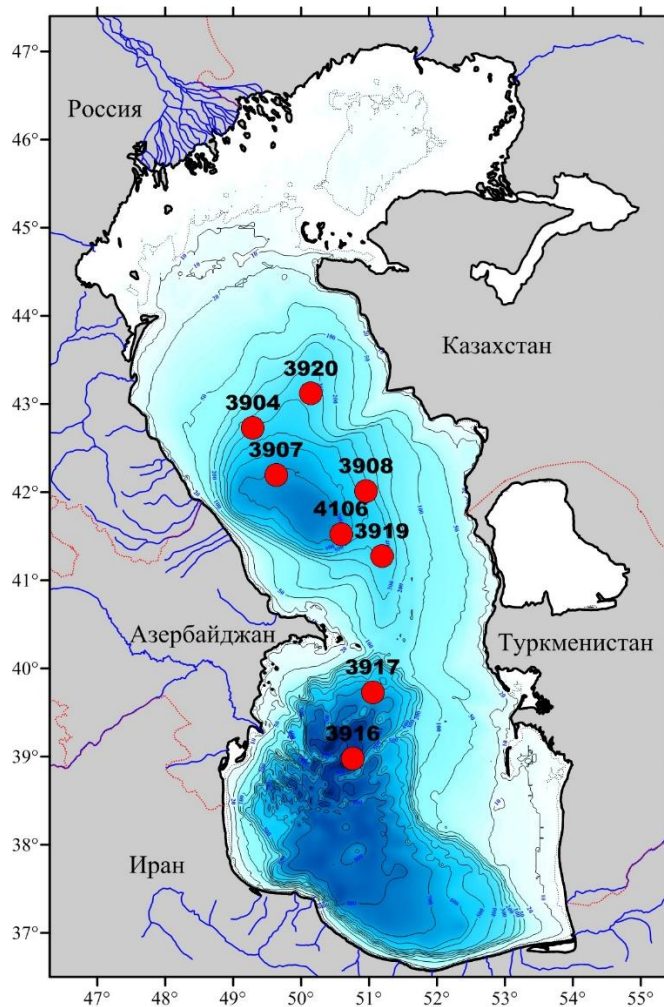


Рисунок 2 - Карта станций отбора проб поверхностных донных осадков

#### Литература:

1. Амбросимов А.К., Корж А.О., Либина Н.В. Придонные течения Среднего Каспия // Экологические системы и приборы. 2010. № 6. С. 24-39.
2. Бордовский О.К. Органическое вещество современных осадков Каспийского моря // Океанология. 1969. Т. 9. Вып. 6. С. 996-1006.
3. Горшкова Т.И. Карбонаты и органическое вещество в осадках Среднего и Южного Каспия // Тр. ВНИРО. 1959. Т. 38. С. 71-77.
4. Иванов М.В., Саввичев А.С., Клювиткин А.А., Чульцова А.Л., Захарова Е.Е., Русанов И.И., Леин А.Ю., Лисицын А.П. Возобновление сероводородного заражения водной толщи глубоководных впадин Каспийского моря // Докл. РАН. 2013. Т. 453. № 1. С. 76.
5. Каспийское море: Проблемы седиментогенеза. М.: Наука. 1989. 184 с.
6. Кленова М.В., Соловьев В.Ф., Арутюнова Н.М., Попов П.Г., Ястребова Л.А., Батулин В.П., Копылова Е.К. Современные осадки Каспийского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 304 с.
7. Козина Н.В. Минеральный состав донных отложений и особенности современного осадконакопления в Каспийском море // Автореферат диссертации. Москва. ИО РАН, 2014.
8. Лебедев Л.И., Маев Е.Г., Бордовский О.К., Кулакова Л.С. Осадки Каспийского моря. М.: Наука, 1973. 118 с.
9. Пахомова А.С. Органическое вещество в донных осадках Каспийского моря // Тр. ГОИН. 1961. Вып. 69. С. 58-85.
10. Романкевич Е.А. Геохимия органического вещества в океане. М., 1977. 256 с.
11. Страхов Н.М., Бродская Н.Г., Князева Л.М. и др. Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 791 с.
12. Хрусталева Ю.П. Закономерности осадконакопления во внутриконтинентальных морях аридной зоны. Л.: Наука, 1989. 261 с.

## **КОНЦЕНТРАЦИЯ ХЛОРОФИЛЛА “А” И ЕГО ПРОИЗВОДНЫХ В СИСТЕМЕ РАССЕЯННОЕ ОСАДОЧНОЕ ВЕЩЕСТВО – НАИЛОК – ДОННЫЙ ОСАДОК В КАСПИЙСКОМ МОРЕ**

**М.Д. Кравчишина, А.Н. Новигатский, А.А. Клювиткин, В.Н. Лукашин,  
А.Ю. Леин, А.П. Лисицын**

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва,*

*e-mail: kravchishina@ocean.ru*

Концентрация хлорофилла “а” и хлорина (суммы производных хлорофилла “а”) в осадочном веществе и пограничном слое вода–донный осадок является надежным количественным показателем условий и процессов биогенной седиментации в Каспийском море. Впервые получены оценки вертикального потока хлорина и его аккумуляции в верхнем слое осадков этого моря. Показано, что последние ~60 лет в Каспийском море обнаружилась тенденция общего снижения содержания синтезированного фитопланктоном (аутигенного) органического вещества.

Каспийское море претерпевает подъем уровня, изменение гидрохимического режима, смену состава доминирующих фитоценозов, снижение трофического статуса и находится под влиянием растущей антропогенной нагрузки. Хлорофилл “а” (хл “а”) – маркер фитопланктоногенного (аутигенного) ОВ. Изучение концентрации хл “а” и суммы продуктов его деградации (хлорина) в осадочном веществе и пограничном слое вода–донный осадок позволяет оценить динамику биогенной седиментации в Каспийском море. В работе представлены первые данные по изучению этих пигментов в системе рассеянное осадочное вещество – наилок – донный осадок.

Материал собран в рейсах ИО РАН на НИС “Рифт” в мае–июне 2010 и 2012 гг. Сбор рассеянного осадочного вещества проводился с помощью притопленных круглогодичных обсерваторий АГОС, установленных на транскаспийском субмеридиональном разрезе на разных глубинах и оснащенных седиментационными ловушками [1]. Экспозиция ловушек длилась с сентября по июнь 2009–2010 гг. Ненарушенный верхний слой осадка (длина керна до 0,6 м) и пробы наддонного слоя воды (слой 0,01–0,3 м от поверхности дна) отобраны мультикорером. Концентрацию хл “а”, феофитина “а” (фео “а”) и хлорина (~70 проб) определяли флуориметрическим методом по методике [2]. Параллельно в пробах осадков определяли влажность, содержание  $C_{орг}$ , изотопный состав  $C_{орг}$  ( $\delta^{13}C-C_{орг}$ ) по методам [3].

**Рассеянное осадочное вещество.** Концентрация хлорина в среднегодовых пробах ловушек составляла в среднем 0,55 мг/г в водном слое 100–945 м. Наибольшая концентрация (1,14 мг/г) и величина вертикального потока хлорина (до 1213 мкг/м<sup>2</sup>/сут) установлена на южной периферии Дербентской впадины. Здесь в деятельном слое (0–60 м) обнаружено крупное скопление фитопланктона и установлены высокие концентрации хл “а” [4]. В этой области, где изобаты материкового склона меняют направление, фиксировались высокие вертикальные потоки вещества (от >500 до >2000 мг/м<sup>2</sup>/сут на горизонтах 100 и 300–400 м соответственно) и скорости осадконакопления (>200 см за тысячу лет) [1, 5]. На этой акватории (от южной периферии Дербентской впадины до северного склона Апшеронского порога) нормальный осадочный процесс с закономерным распределением и темпами осаднения поступающего в море терригенного вещества нарушается под действием контурного течения, обусловленного топографией дна.

Сезонная изменчивость распределения концентрации хлорина оценивалась путем ее изучения в пробах ловушек, оборудованных многостаканными пробосборниками. Доля вертикального потока хлорина в валовом вертикальном потоке осадочного вещества возрастала в сезоны, последующие сразу за “цветением” фитопланктона (до 0,1%): в Дербентской впадине она достигала наибольшей величины в апреле–мае, в Южно-Каспийской впадине – в феврале–марте.

**Наилка – пограничный слой вода–осадок.** В наддонном слое воды многократно возрастала концентрация хл “а” до 78 мг/м<sup>3</sup> по сравнению с остальной водной толщей (0,2–5 мг/м<sup>3</sup>). Здесь резко увеличивались также концентрации взвешенного С<sub>орг</sub> (до 1460 мг/м<sup>3</sup>) и общей взвеси (до 19 мг/л). Наддонный слой воды обогащен тяжелым изотопом С<sub>орг</sub> ( $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$  до –23.8...–18.6‰), что подтверждает аккумуляцию именно автохтонного биогенного вещества в этом слое. О степени трансформации хл “а” можно судить по содержанию фео “а” от суммы концентраций хл “а” и фео “а”. Здесь содержание фео “а” составляло ≤40%, включая сероводородные области глубоководных впадин.

В наилке взвесь из рассеянной формы существования вещества переходит в связанную форму и образует новый вещественный комплекс – донный осадок. Это верхний флокулированный слой над осадком, состоящий из частиц пелитовой и алевритопелитовой размерности и имеющий влажность ≥90%. В наилке хл “а” обнаруживался повсеместно (от 0,18 до 1,39 мкг/см<sup>3</sup> сухого осадка). Ацетоновые экстракты этих проб обычно имели характерный оливково-зеленый цвет. Доля фео “а” колебалась от ~40% (глубина ~420 м) до 70–80% (глубина >600 м, т.е. в условиях сероводородного заражения).

Содержание С<sub>орг</sub> в наилке Каспия составляло 2–9%, что близко к его содержанию в верхнем слое илов Черного моря (2–5%). Низкие содержания С<sub>орг</sub> установлены на севере Среднего Каспия (до 2,3%); высокие – в сероводородных областях впадин (до 8,7%) и оказались близки к таковым в сапропелевых илах.

**Донный осадок.** Концентрация хлорина в верхнем слое осадка (0–5 см) на северном склоне Дербентской впадины увеличивалась в направлении от верхнего слоя к нижнему (от 0,03 до 0,1 мг/г сухого вещества). Учитывая скорость осадконакопления в этой части моря (~0,18 мм/год), можно предположить, что после зарегулирования стока р. Волги и, главным образом, завершения строительства нижней плотины у г. Волгограда (1959 г.) концентрация хлорина уменьшилась в 2–3 раза. Вероятно в 2–3 раза уменьшилась продуктивность вод Каспийского моря после зарегулирования стока Волги. Наше предположение подтверждается многолетними данными КаспНИРХа (1941–2005 гг.) по первичной продукции фитопланктона Северного Каспия [6]. Так после зарегулирования русла Волги плотиной Волгоградской ГЭС первичная продукция Северного Каспия уменьшилась в ~2 раза и соответствует теперь водоемам средней продуктивности. До зарегулирования стока Волги Каспий был одним из самых продуктивных морей России.

Далеко за пределами фотической зоны (на глубинах до ~900–1000 м) в Каспийском море установлено наличие слабо трансформированного хл “а” во взвеси и в наилке, как в аэробной, так и в анаэробной сероводородной зонах. Доля “чистого” хл “а” в полуметровом наддонном слое воды достигала 60%, в наилке варьировала от 60 до 20%, в верхнем



сантиметровом слое осадка – от 50 до 10%.

За последние ~60 лет в Каспийском море обнаружилась тенденция общего снижения содержания синтезированного фитопланктоном (автохтонного) ОВ, маркером которого является концентрация хл “а”. Развитие гипоксии и аноксии в глубинных водах Каспийского моря, наличие свободного сероводорода и метана во впадинах, очевидно, препятствует полной минерализации ОВ в водной толще и создает условия для накопления лабильной формы ОВ в наилке. Неполная минерализация ОВ в водной толще способствует аккумуляции лабильной формы автохтонного ОВ у дна, являясь дополнительным источником энергии для биогеохимических процессов в пограничном слое вода–донный осадок. Наличие слабо трансформированного хл “а” в наилке на больших глубинах (400–1000 м) подтверждает вывод А.Ю. Леин с соавторами [3] о том, что ОВ изученных осадков можно охарактеризовать как незрелое, автохтонно-аллохтонное, диагенетически слабо преобразованное.

Обработка проб выполнена при финансовой поддержке проекта РНФ № 14–27–00114.

#### Литература:

1. Лукашин В.Н., Лисицын А.П., Новигатский А.Н., Мусаева Э.И., Амбросимов А.К., Гайворонская Л.А. // Океанология. 2014. Т. 54. № 2. С. 216–255.
2. Arar E.J., Collins G.B. Method 445.0. *In vitro* determination of chlorophyll “a” and pheophytin “a” in marine and freshwater algae by fluorescence. Cincinnati: U.S. Envir. Prot. Agen., 1997. 22 p.
3. Lein A.Yu., Savvichev A.S., Kravchishina M.D., Kozina N.V., Peresyarkin V.I., Zakharova E.E., Veslopolova E.F., Mitskevich I.N., Shul’ga N.A., Lobus N.V., Politova N.V., Ivanov M.V. // Microbiology. 2014. V. 83. No. 5. P. 648–660.
4. Паутова Л.А., Кравчишина М.Д., Востоков С.В., Зернова В.В., Силкин В.А. // ДАН. 2015. Т. 462. № 4. С. 1–6.
5. Лебедев Л.И. // Океанология. 1963. Т. 3. № 6. С. 1029–1038.
6. Абдурахманов Г.М., Иванов В.П., Сокольская Е.А., Панков А.Г., Винникова В.Н., Сокольский А.Ф. // Юг России: экология, развитие. 2007. № 4. С. 54–59.

## **БИОГЕННОЕ КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЕ НА ПРИПОЛЯРНОМ ПРЕДУРАЛЬЕ В ПОЗДНЕМЕЛОВОЕ ВРЕМЯ**

**Н.С. Лавренко**

*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН ФАНО, Сыктывкар,  
e-mail: lavrenko@geo.komisc.ru*

В данной работе автором изучены строение и состав глинисто-кремнистой толщи и предпринята попытка рассмотреть роль первично-органогенного кремнезема в опоках позднемелового возраста.

Одним из примеров кремненакопления в мезозойских отложениях, связанного с появлением и расцветом диатомовых водорослей в платформенных морских бассейнах, являются опоки коньяк – кампанского возраста на европейском северо-востоке (Приполярное Предуралье). Впервые створки диатомей были встречены и изучены здесь Стрельниковой Н.Н. в алевролитах верхнего мела, залегающих на песчаниках пермского возраста [2]. В отложениях присутствуют также остатки макрофауны. Микрофауна и микрофитофлора представлена радиоляриями, фораминиферами, спикулами губок и динофлагеллатами. Сравнение морских фаунистических комплексов и комплексов диноцист в период поздне меловой трансгрессии однозначно привело авторов палеогеографических схем к выводу о связи западных и восточных морей через проливы, пересекавшие уральскую территорию [1,4]. Район современного междуречья рек Сейды и Лемвы – притоков р. Уса входит в часть поздне мелового палеопротолива. Нами литологически описаны и послойно опробованы естественные разрезы р. Сейды и керн пробуренных здесь скважин [3].

В толще выделены три литологические пачки. Подошва нижней пачки представлена слабо литифицированными алевролитами и песчаниками, песками и глинами. В них встречаются желваки фосфоритов с содержанием в них  $P_2O_5$  до 12.7 %. Мощность базального горизонта составляет в среднем около 8 м. Выше залегают глауконитово - кварцевые песчаники с опоковым базальным цементом. Это плотные серо-зеленые до темно-зеленого цвета в зависимости от степени присутствия глауконита вязкие мелкозернистые, среднезернистые, реже мелкозернистые псаммиты. В пачке наблюдаются маломощные прослои кварцево-глауконитовых алевролитов и ярко-зеленых и фиолетово-зеленых разнозернистых плотных глауконитолитов с темно-серыми включениями кремнистых опок. Среди пород присутствует целая гамма пород переходного типа. Мощность пачки 10-15 м.

Средняя пачка сложена легкими пористыми серыми и светло-серыми опоками, опокovidными песчаниками. Снизу вверх наблюдается «погрубление» интервала. Пачка насыщена остатками раковин пеллеципод и мелкими рострами янтарно-желтых белемнитов. В разрезе встречаются несколько горизонтов маломощных плитняков, состоящих из створок *Oxytoma tenuicostata* (Roem). Основная масса опокovidных пород состоит (в порядке убывания) из глинистых частиц, аморфного кремнезема и кальцита. Химический состав их в весовых % следующий:  $SiO_2$  59.65-75.90,  $TiO_2$  0.18-0.42, FeO 0.18-1.53,  $Fe_2O_3$  1.80-5.40,  $Al_2O_3$  3.38-5.56, CaO 1.47-17.99, MgO 0.83-1.92, MnO 0.03-0.13,  $P_2O_5$  0.17-0.70,  $CO_2$  1.00-15.5,  $SO_3$  0.62-0.69, C орг 0.22-0.71,  $H_2O$  3.27-6.20, ппп 3.48-16.72. Объемный вес опок и опокovidных пород колеблется от 1.19 г/см<sup>3</sup> до 2.60 г/см<sup>3</sup>, в среднем составляя 1.47г/см<sup>3</sup>. Вариации химического состава и объемного веса опокovidных пород отражают присутствие переходных литологических разностей среди силицитовых пород. В тонких (< 0.005 мм) фракциях пород

присутствуют глинистые минералы и цеолиты в соотношении соответственно 2:1, редко 1:1. Среди глинистых минералов гидрослюда превалирует над (Na)-Ca и Na-(Ca) монтмориллонитом. В разрезе периодически в небольшом количестве появляется каолинит. Цеолиты представлены клиноптилолитом. В более обогащенных цеолитами образцах пород встречается Ca-монтмориллонит. Существует обширная литература по формированию цеолитов из вулканического стекла. Поэтому, возможно, в образовании фоновой цеолитизации в пелитовой части опоковидных пород определяющую роль сыграли процессы замещения пеплового материала в цеолиты. Под микроскопом в основной массе присутствуют зерна полнокристаллического кварца, глауконита, серицита и вкрапленники коричневого и бурого биотита. Изредка отмечаются бурые окислы железа и зерна плагиоклаза. Кластический материал составляет в среднем 20 % и может достигать до 45 %. Обломки представлены в разных пропорциях кварцем и глауконитом. Второстепенные минералы представлены полевыми шпатами, фосфоритом, органическими остатками, слюдами; аутигенные минералы - кальцитом, сидеритом, пиритом; присутствует большой спектр аксессуаров: циркон, рутил, лейкоксен, сфен, дистен, апатит, подолит, ильменит, гематит, хромит, эпидот, гранаты, амфиболы, турмалин, ставролит, хлоритоид, псевдобрукит, реже анатаз, пироксены, ортит, оливин и монацит. Кварц неокатанный, прозрачный, размеры его обломков составляют от 0.03 до 0.1 мм. В единичных зернах отмечается халцедон. Глауконит ярко-зеленый с овальными или округлыми формами, часто образует почковидные агрегаты. Размер его отдельных зерен достигает до 0.04-0.15 мм. Плагиоклазы зональные, редко с полисинтетическими двойниками. Характерна угловатость и неокатанность их зерен. Они часто серицитизированы и эпидотизированы, по краям зерна иногда корродированы цементом, но встречаются и чистые разновидности минерала. Угловатый калишпат решетчатый, частично пелитизированный и пертитизированный. Размер его обломков составляет 0.05-0.15 мм. Общая мощность средней и верхней пачек в коренном выходе р. Сейды составляет около 16 м. Мощность средней пачки на территории развития верхнемеловых отложений достигает до 30 м.

Верхняя пачка сложена кварцево-глауконитовыми песчаниками и алевропесчаниками, переслаивающимися с опоками, опоковидными песчаниками и глинами. В серых опоковидных породах и опоках в разрезе р. Сейды наблюдаются линзовидные слои мощностью до 10-20 см в раздувах слабо сцементированных ракушняков, состоящих из мелких двустворок и редко белемнитов. Неполная мощность пачки в районе – 90 м.

Состав и строение толщи позволяет предположить, что формирование иловых осадков его средней пачки происходило в относительно глубоководных зонах морского бассейна, воды которого характеризовались благоприятными факторами для существования кремниевой органики, в первую очередь, диатомей, радиолярий. Основным породообразующим

компонентом является, по-видимому, биогенный кремнезем, неравномерно «разбавленный» глинистым, в том числе глауконитовым, псаммитовым и очень редко известковистым материалом. В процессе литогенеза проявились различные диагенетические процессы: трансформации кремнезема от рентгеноаморфного опала до халцедона, трансформации глинистого вещества, образование аутигенных минералов, а также цеолитизация и т.д.

Работа выполнена при поддержке программ фундаментальных исследований УрО РАН «Закономерности размещения и условия формирования скоплений углеводородов в осадочных толщах Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (проект №15-18-5-21).

#### Литература:

1. Амон Э.О. Очерк биостратиграфии верхнемеловых отложений Приполярного Предуралья (бассейн р. Усы) // Новые данные по стратиграфии верхнего палеозоя – нижнего кайнозоя Урала. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 1984. С. 109-138.

2. Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Т.1. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Ленинград. 1974. С. 403.

3. Лавренко Н.С. Верхнемеловые отложения реки Сейда. Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Сб. науч. Трудов. Под ред. Е.М. Первушова. – Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 2007. С. 277-279.

4. Лебедева Н.К. Биостратиграфия верхнемеловых отложений в бассейне на р. Уса (Полярное Предуралье) по диноцистам. Стратиграфия и геологическая корреляция. - 2005. - Т. 13.-№3.- С. 114-131.

## **ВЫДЕЛЕНИЕ ГЛОБАЛЬНЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ В ИСТОРИИ СЕДИМЕНТАЦИИ КРУПНЫХ РЕГИОНОВ**

**М.А. Левитан, Т.А. Антонова, Т.Н. Гельви**

*ГЕОХИ РАН, Москва, e-mail: m-levitan@mail.ru*

Для разделения регионального и глобального сигналов при изучении истории седиментации крупных регионов предлагается применение объемного метода А.Б. Ронова для обсчета составленных литолого-фациальных или литолого-палеогеографических карт (с изопахитами) и сравнение полученных для отделов количественных параметров с помощью корреляционного анализа с аналогичными глобальными данными, опубликованными А.Б. Роновым в 1980 г.

При изучении истории геологического развития крупных регионов исследователи всегда сталкиваются с проблемой выявления глобального сигнала. Эта проблема относительно просто решается при изучении, например, изменений изотопного состава кислорода или углерода; фаз складчатости; событий массового вымирания. Для истории седиментации, однако, задача является гораздо более сложной. В докладе на примере Mz-Kz истории

седиментации в Циркум-Арктическом регионе мы предлагаем методику решения данной задачи.

Скудость геолого-геофизических данных по Центральной Арктике хорошо известна. С точки зрения истории седиментации имеются только данные глубоководного бурения на подводном хребте Ломоносова и несколько колонок осадков и драгированных пород дочетвертичного возраста. В то же время континентальные окраины Северного Ледовитого океана и прилегающие континенты изучены в этом отношении гораздо лучше. Для более полного понимания геологической эволюции Центральной Арктики мы решили исследовать историю Mz-Kz седиментации в Циркум-Арктическом регионе – области, ограниченной с юга 60° с.ш., а с севера – бровкой современного шельфа. Перед нами стояли две главные задачи: 1) выявить наиболее общие закономерности триасово-плиоценовой истории седиментации на количественной основе и 2) оценить роль глобального сигнала.

Для достижения этой цели авторы создали комплект литолого-фациальных карт для отделов мезозоя-кайнозоя. В качестве основы были взяты литолого-палеогеографические карты из атласа [3]. Они были отредактированы с учетом новых материалов, появившихся после выхода данного атласа в свет, особенно обобщений, касавшихся крупных регионов (например, Свальбардско-Баренцевского региона, Аляски, Гренландии, Канадской Арктики в меловое время и т.д.). Легенда упомянутых карт была освобождена от тектонической и палеогеографической нагрузки, литологическая часть легенды была упрощена и – наконец – были введены следующие фациальные зоны: 1) области эрозии; 2) области континентальной седиментации; 3) области мелководно-морской (мельче 200 м) седиментации; 4) области глубоководно-морской (глубже 200 м) седиментации. Также выделены области переслаивания континентальных и морских фаций. Кроме того, показаны районы развития эффузивного магматизма.

Мы придерживаемся теории тектоники литосферных плит, однако для корректного сравнения наших региональных данных с глобальными данными А.Б.Ронова [2] пришлось использовать сходные методы картирования: с фиксированными континентами, а также с отделами в качестве картируемых подразделений геологической шкалы. Все карты построены в азимутальной равноплощадной проекции, масштаб 1: 25000000. Всего построены 26 карт для 13 возрастных срезов (карты строились отдельно для Восточного и Западного полушарий) с T<sub>1</sub> по N<sub>2</sub>.

Для получения сравнимых данных с результатами глобальных построений был использован объемный метод А.Б. Ронова [1]. Все карты были обчислены для установления площадей и объемов, занимаемых различными фациями. Затем величины объемов были трансформированы в массы сухого осадочного вещества (в трлн. т), а массы – в свою очередь

– в интенсивности накопления сухого осадочного вещества (в трлн. т/млн. лет). В качестве стратиграфической базы для выполненной работы была использована геологическая шкала Ф. Градштайна с соавторами [4], и все соответствующие данные А.Б.Ронова были пересчитаны по этой шкале. Наконец, по важнейшим количественным параметрам седиментации был произведен корреляционный анализ соответствующих региональных и глобальных данных.

Результаты наших исследований отражены в трех статьях в журнале «Геохимия». Помимо собственно литологической части, все статьи содержат краткое описание тектонической истории (с плитно-тектонической точки зрения) и изменений палеоклимата и палеогеографии.

Для интерпретации полученных данных чрезвычайно важно не забывать о двух ограничениях. Во-первых, мы имеем дело с открытыми системами, поэтому для какой-либо эпохи невозможно построить баланс масс, поскольку области эрозии и аккумуляции не ограничены собственно Циркум-Арктическим регионом. Во-вторых, нельзя забывать, что изучаются «оставшиеся» после эрозии эксгумированные осадочные толщи.

Наиболее существенный результат проведенных исследований состоит в том, что отложения терригенной группы абсолютно доминируют в Mz-Kz. Не менее важно, что относительная роль морской седиментации в регионе была гораздо выше, чем в глобальном масштабе, для всех отделов (за исключением палеоцена). Оба результата объясняются периферически-континентальным положением Циркум-Арктического региона в высокоширотной области на протяжении последних 250 млн. лет геологической истории.

Распределение областей, занятых морями (в %), демонстрирует два этапа: мезозойский (талассократический) и кайнозойский (геократический). Нами выделены 5 этапов интенсивности осадконакопления (в трлн. т/млн. лет): T<sub>1</sub> (высокая), T<sub>2</sub>-J<sub>2</sub> (низкая), J<sub>3</sub>-K<sub>2</sub> (увеличенная), P<sub>g</sub> (низкая), N (очень высокая).

По распределению континентальных осадков в общем объеме осадочных отложений (в %) выделяются: T<sub>1</sub> (очень высокий процент), T<sub>2</sub>-J<sub>3</sub> (низкий), K (очень высокий); P<sub>g</sub> (увеличенный), N (очень высокий, особенно для N<sub>2</sub>). Распределение морских осадков (в % от общего объема осадочных отложений) позволяет выделить следующие этапы: T<sub>1</sub> (низкий процент), T<sub>2</sub>-J<sub>3</sub> (очень высокий), K-N<sub>1</sub> (увеличенный, с явным минимумом в палеоцене), N<sub>2</sub> (очень низкий). В целом относительная роль морских отложений была гораздо выше, чем континентальных (за исключением плиоцена).

На основе полученных результатов выделены следующие основные этапы в истории седиментации Циркум-Арктического региона: T<sub>1</sub>, T<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>, P<sub>g</sub>, N. С нашей точки зрения, специфика T<sub>1</sub> обусловлена Сибирским суперплюмом; особенности T<sub>2</sub>-K<sub>2</sub> могут быть обусловлены относительно низкой орогенической активностью; P<sub>g</sub> этап связан с рифтингом и

спредингом Лабрадорского моря, Норвежско-Гренландского бассейна и Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана; N история обусловлена неотектоникой (особенно в плиоцене) и общим оледенением Северного полушария (начиная с позднего плиоцена).

Практически все вышеназванные количественные параметры имеют высокие положительные коэффициенты корреляции с глобальными данными. Это означает, что наиболее важная роль в истории Mz-Kz седиментации Циркум-Арктического региона принадлежит глобальным закономерностям. Например, история изменений отношения суша/море может быть связана с эвстатическими колебаниями уровня моря, модифицированными для конца кайнозоя историей оледенения Земли. Высокий положительный коэффициент корреляции интенсивности аккумуляции осадочного вещества в регионе и на всех континентах означает, что тектоническая «жизнь» региона зависела от глобальной тектонической «жизни».

#### Литература:

1. *Ронов А.Б.* История осадконакопления и тектонических движений Европейской части СССР (по данным объемного метода) – Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1949. Том 130. Вып. 3. 390 с.
2. *Ронов А.Б.* Осадочная оболочка Земли – М.: Наука, 1980. 80 с.
3. *Хаин В.Е., Ронов А.Б., Балуховский А.Н.* Атлас мезозойско-кайнозойских литолого-палеогеографических карт Мира – Л.: Недра, 1983.
4. *Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G.* A Geologic Time Scale 2004. Cambridge Univ. Press, 2004.589 p.

## **ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И СТРАТИГРАФИЯ КАРБОНАТНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ОСАДКОВ ОЗЕРА ИТКУЛЬ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)**

**Г.А. Леонова<sup>1</sup>, В.А. Бобров<sup>1</sup>, А.Е. Мальцев<sup>1</sup>, С.К. Кривоногов<sup>1,4</sup>,  
Е.В. Пархомчук<sup>2,4</sup>, А.В. Петрожицкий<sup>3,4</sup>**

<sup>1</sup>*ИГМ СО РАН, Новосибирск, e-mail: leonova@igm.nsc.ru*

<sup>2</sup>*ИК СО РАН, <sup>4</sup>НГУ, Новосибирск, e-mail: ekaterina@catalysis.ru*

<sup>3</sup>*ИЯФ СОРАН, <sup>4</sup>НГУ, Новосибирск, e-mail: petrozhav@gmail.com*

Детально изучен 1,9-метровый ненарушенный керн оз. Иткуль. По величине зольности (85–90 %), содержаниям  $S_{org}$  (3,6–9,3 %),  $SiO_2$  (35–55 %) и CaO (10–20 %) отложения оз. Иткуль отнесены к известковистым минеральным осадкам. В целом, по содержанию карбонатов, всю колонку можно разбить на две пачки: верхнюю (0–0,5 м) со средним содержанием карбонатов 20% и нижнюю (0,5–1,6 м) – 40%. Карбонаты представлены мелкозернистыми агрегатами плохо окристаллизованных частиц Mg-кальцита, а также арагонитом в составе раковин моллюсков и остракод.

Озеро Иткуль расположено в северо-восточной части Чулымского района Новосибирской области. Длина озера 5,2 км, наибольшая ширина 2,9 км, средняя глубина менее 1,8–2 м, площадь озера 15,08 км<sup>2</sup>. Питание озера осуществляется за счет весенних паводков и атмосферных осадков. Тип зарастания водоема – бордюрный. Бордюр формируется из пояса тростника, вдоль которого отдельными пятнами встречаются сообщества рдестов гребенчатого (*Potamogeton pectinatus*) и пронзеннолистного (*P. perfoliatus*). Заросли высшей водной растительности занимают не более 10% общей акватории водоема [2]. В августе 2013 г. в центральной части озера пробурена скважина (55° 03' 54" с.ш., 81° 02' 47" в.д.) глубиной 1,9 м вибрационным методом поршневым пробоотборником Ливингстона. Керн диаметром 7,5 см непрерывный и имеет ненарушенную структуру. Применяемая вибрационная технология бурения позволила получить колонку озерных осадков с ненарушенной стратификацией.

Воды оз. Иткуль по преобладающим ионам отнесены к гидрокарбонатно-натриевым [1], воды слабощелочные (рН – 9), высокой минерализации – 2,1 г/л. Концентрации основных анионов и катионов воды составляют:  $\text{HCO}_3^-$  – 1220,  $\text{Cl}^-$  – 366,  $\text{SO}_4^{2-}$  – 36,  $\text{Ca}^{2+}$  – 24,  $\text{Mg}^{2+}$  – 100,  $\text{Na}^+$  – 333,  $\text{K}^+$  – 17 мг/л, содержание растворенного  $\text{O}_2$  в воде – 6,5 мг/л.

Весь слой озерных отложений (1,6 м) представлен опесчаненными глинами (рис. 1). Возраст керна определен радиоуглеродным методом на ускорительном масс-спектрометре и оценивается в 7,8 т.л.н. (средний голоцен). Содержание  $\text{C}_{\text{орг}}$  в донных осадках невелико и колеблется в пределах 3,6–9,3 %. Распределение карбонатов по колонке керна неоднородно: в верхней части (0–50 см) содержание карбонатов составляет 20% (исключение – верхний горизонт с остатками растительности, там карбонаты на уровне 29%). Ниже по разрезу содержание карбонатов в осадке увеличивается и составляет 40%. Интересен светлый 2 см прослой осадка (136–138 см) – в нем концентрация карбонатов (представлен арагонитом) составляет 64%. В интервале керна 145–156 см наблюдается резкое падение содержания карбонатов до 10%.



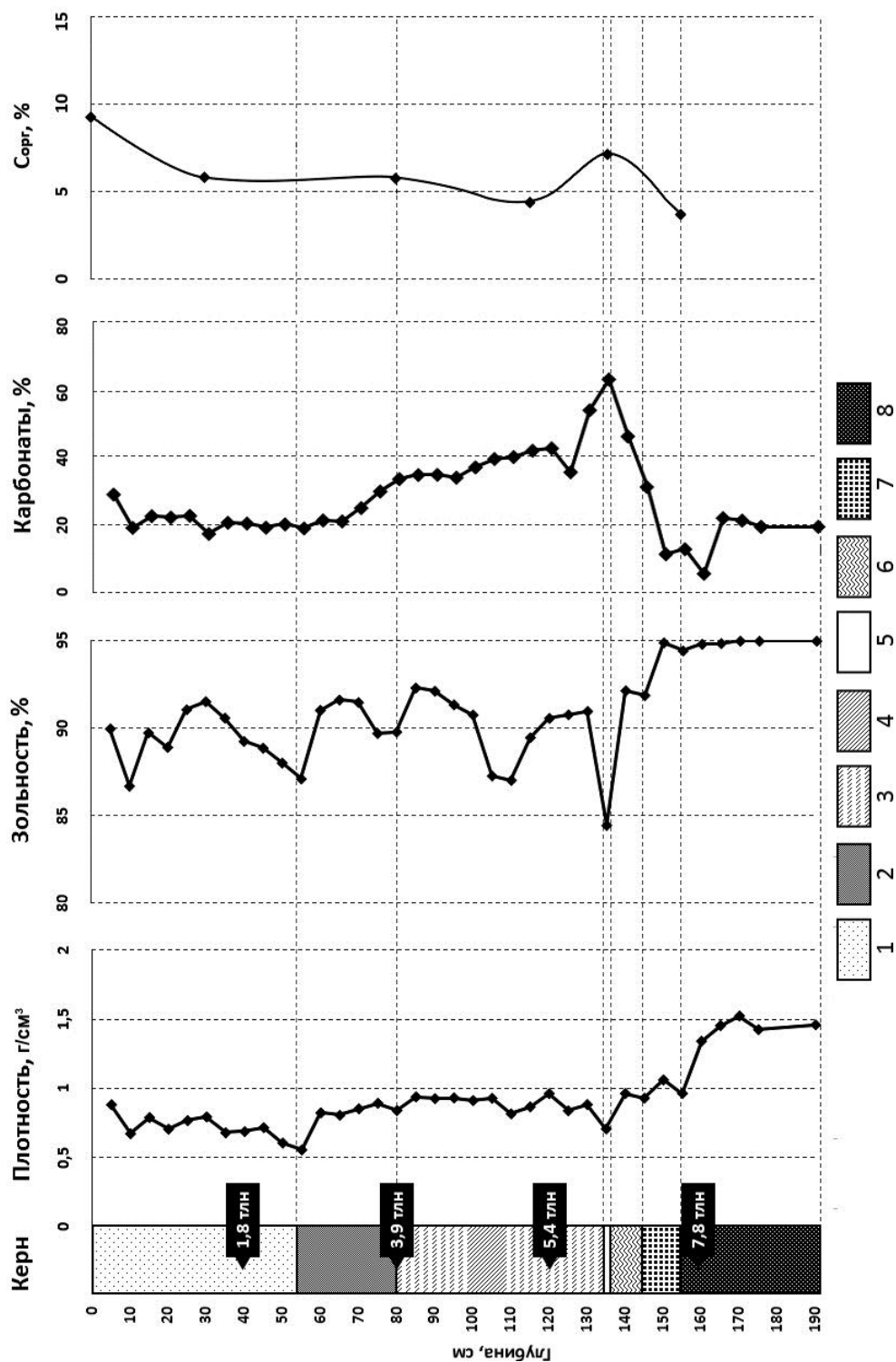


Рисунок 1 - Стратиграфия и основные компоненты донных отложений оз. Иткуль: 1) 0–55 см — светлая глина с редкими остатками растительности; 2) 55–80 см — рыхлый глинистый материал; 3) 80–136 см — темная глина с песчанистым материалом, в горизонте 100–107 см (4) более темный гумусовый прослой; 5) 136–138 см — небольшой светло-коричневый прослой с остатками раковин *Planorbidae*; 6) 138–145 см — рыхлые опесчаненные глины коричневого цвета; 7) 145–156 см — темно-коричневый глинистый материал с остатками раковин моллюсков; 8) 156–190 см — голубые глины, в верхних 5 см остатки раковин моллюсков. Возраст приведен в радиоуглеродных годах

В химическом составе сапропелей преобладает  $\text{SiO}_2$ , среднее содержание по разрезу составляет 39% (Таблица 1). Высоко содержание  $\text{CaO}$  (15%) и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (9,5%). Стоит отметить резкое увеличение  $\text{CaO}$  (18–40%) в интервале 80–140 см.

Таблица 1 - Химический состав донного осадка оз. Иткуль (данные приведены на сухое вещество, ППП – потери при прокаливании на воздухе при 900 °С)

Горизонт г, см	ППП, %	$\text{SiO}_2$ , %	$\text{Al}_2\text{O}_3$ , %	$\text{Fe}_2\text{O}_3$ , %	$\text{MgO}$ , %	$\text{CaO}$ , %	$\text{Na}_2\text{O}$ , %	$\text{K}_2\text{O}$ , %	$\text{P}_2\text{O}_5$ , %	$\text{SO}_3$ , %
0–2	23,21	36,30	8,83	4,25	3,23	16,63	0,82	1,61	0,13	2,99
10–12	22,02	44,27	10,45	4,57	3,76	9,11	0,93	1,82	0,16	1,50
64–66	19,26	45,10	11,00	4,81	3,56	9,51	0,91	1,97	0,14	2,07
80–82	23,86	35,35	8,28	3,99	3,51	17,66	0,79	1,48	0,13	3,24
100–102	25,42	31,07	7,80	4,34	2,63	20,34	0,71	1,40	0,12	4,79
120–122	24,96	34,48	8,30	3,43	2,66	19,94	0,78	1,59	0,10	2,36
136–138	43,91	5,21	1,35	1,48	1,86	39,97	0,32	0,23	0,11	4,18
145–147	13,03	53,09	12,76	4,92	2,41	6,12	1,04	2,68	0,12	1,91
150–152	8,61	59,50	14,44	5,63	2,54	2,15	1,16	3,02	0,10	1,18
170–172	11,52	53,12	12,07	4,64	2,26	9,58	1,10	2,34	0,10	0,95
<b>Среднее содержание</b>										
	<b>21,6±9, 9</b>	<b>39±15</b>	<b>9,5±3,6</b>	<b>4,2±1,1</b>	<b>3±0,6</b>	<b>15 ±10</b>	<b>0,9±0,2</b>	<b>1,8±0,7</b>	<b>0,12±0</b>	<b>2,5±1,2</b>

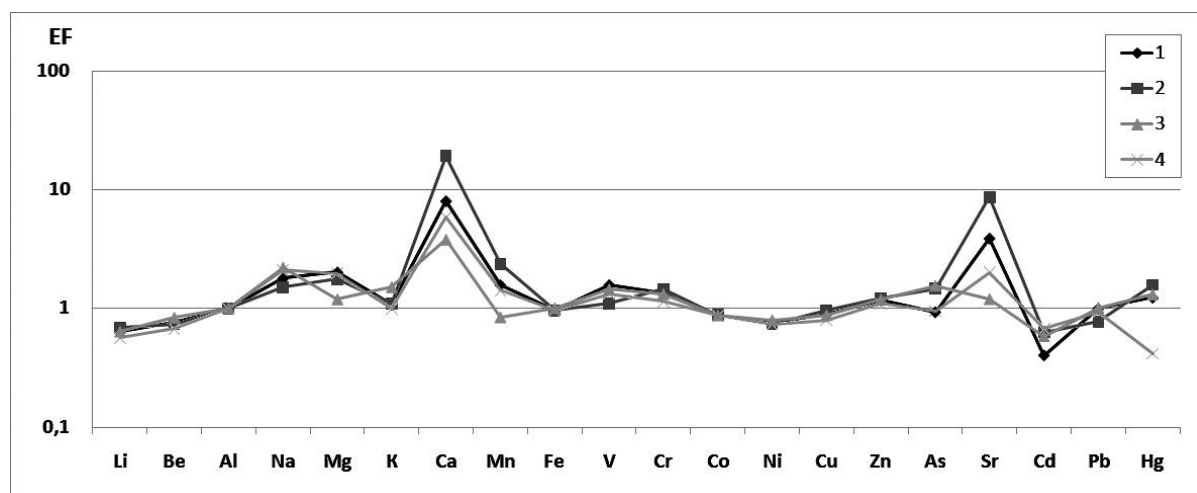


Рисунок 2 - Коэффициенты обогащения (EF) химическими элементами оз. Иткуль: 1 — горизонт 0–55 см (светлые глины), 2 — горизонт 75–140 см (темные опесчаненные глины), 3 — горизонт 145–155 см (темно-коричневые глины с остатками раковин), 4 — горизонт 175–190 см (голубые глины). Нормирование проведено по Al и кларкам глинистых сланцев [5]

Все слои осадка существенно обогащены Ca и Sr, незначительно Na, Mg, Mn и обеднены Cd (рис. 2). Обогащение Fe не наблюдается. Содержания Na, Mg и Fe в осадке оз. Иткуль на уровне таковых в глинистом сланце [5] и связаны с вещественным составом осадка — опесчаненные глины. Обогащение осадка Sr обусловлено тем, что этот элемент входит в состав карбонатов, в частности кальцита и арагонита. Стоит отметить, что незначительное обогащение осадка Mg может быть связано также с вкладом карбонатов, в состав которых входит магний — магнезиальный кальцит (Mg-CaCO<sub>3</sub>).

Таким образом, по величине зольности (85–90 %), содержаниям C<sub>орг</sub> (3,6–9,3 %), SiO<sub>2</sub> (35–55 %) и CaO (10–20 %) отложения оз. Иткуль отнесены к известковистым минеральным осадкам [3, 4]. По содержанию карбонатов всю колонку можно разбить на две пачки: верхнюю (0–0,5 м) со средним содержанием карбонатов 20% и нижнюю (0,5–1,6 м) — 40%.

Работа выполнена при финансовой поддержке Междисциплинарного Интеграционного проекта СО РАН № 125.

#### Литература:

1. Алевин О.А. *Химический анализ вод суши*. – Л.: Гидрометеиздат, 1954. 202 с.
2. Зарубина. Е.Ю. *Первичная продукция макрофитов трех разнотипных сапропелевых озер юга Западной Сибири (в пределах Новосибирской области) в 2012 году // Мир науки, культуры и образования. 2013. №5 (42). С. 441–444.*
3. Кордэ Н.В. *Биостратификация и типология русских сапропелей*. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. 219 с.
4. Лукашев К.И., Ковалев В.А., Жуховицкая А.Л., Хомич А.А., Генералова В.А. *Геохимия озерно-болотного литогенеза*. – Минск: Наука и техника, 1971. С. 96–207.
5. Li Yuan-hui. *Distribution patterns of the elements in the ocean: A synthesis // Geochim. et. Cosmochim. Acta. 1991. V. 55. P. 3223–3240.*

## **О СКОРОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОЙ АБХАЗИИ)**

**Ф. Д. Майсадзе**

*Институт геологии им. А.И.Джанелидзе Тбилисского Государственного  
Университета им. И.А.Джавахишвили, Тбилиси, e-mail: fmaisadze@yahoo.com*

В работе приводятся новые данные о скорости осадконакопления верхнеэоценовых отложений Западной Абхазии, где в неоднородных фациальных, палеогеографических и тектонических условиях крайнего моря южного склона Большого Кавказа происходило осажение с одной стороны субплатформенных отложений в виде мергелей, а с другой - смешанных образований предгорного прогиба (песчаники, глины, олистостромы). Полученные результаты о скорости осадконакопления в обеих фациальных зонах соответствуют тем данным, которые имеются для современных и древних седиментационных бассейнов сопредельных регионов.

Посредством среднего показателя скорости седиментации определено время накопления отдельных свит, слагающих верхнеэоценовые разрезы.

Данные о скорости седиментаций отражают общие закономерности по данному вопросу и являются, естественно, приблизительными, что обусловлено, в первую очередь неполнотой геологической летописи и следовательно, отсутствием надежных палеогеографических и палеоседиментационных реконструкций. В связи с этим особое внимание заслуживают те регионы, где более или менее полно представлена литологическая и стратиграфическая непрерывность разрезов. Одним из таких регионов, по нашему мнению, является Западная Абхазия (бассейны рек Псоу, Бзыбь и Кодори) охватывающая две тектонические единицы: складчатую систему Большого Кавказа (на севере) и Закавказскую межгорную область (на юге).

Для определения скорости осадконакопления нами выбран позднеэоценовый отрезок времени, во второй половине которого в результате пиренейской складчатости на Кавказе, как и во всем Альпийском-Гималайском складчатом поясе произошли существенные палеогеографические и фациальные изменения [4], которые естественно отразились и на скорости осадконакопления.

В позднем эоцене на рассматриваемой территории существовали две различные фациальные зоны осадконакопления: смешанная (в западной части) и субплатформенная (в восточной и южной частях). Зона смешанных фаций расположена только в пределах южного склона Большого Кавказа, а зона субплатформенных фаций охватывает обе тектонические единицы (Рисунок 1). В зоне смешанных фаций в первой половине позднего эоцена осаждались субплатформенные отложения в виде мергелей, а со второй половины – регрессивные молассовые образования предгорного прогиба (глины, песчаники, олистостромы). В восточной же части той же тектонической зоны, как и в соседней Закавказской межгорной области, в течение всего позднего эоцена осаждались исключительно субплатформенные отложения в виде мергелей (Рисунок 1).

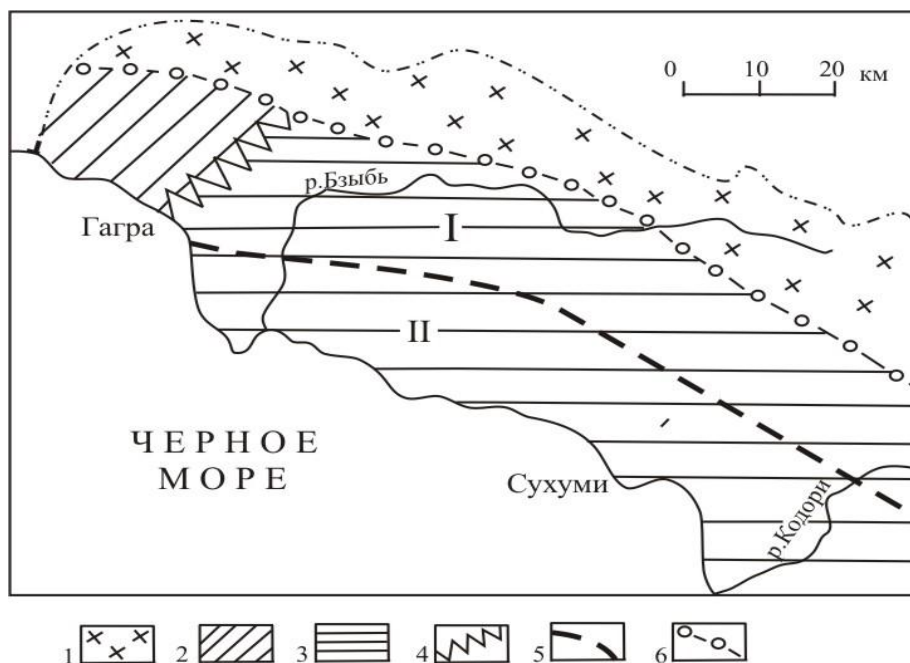


Рисунок 1 - Палеогеографическая схема для второй половины позднего эоцена  
 1-суша; 2-зона смешанных фаций; 3-зона субплатформенных фаций;  
 границы: 4-фациальных зон; 5-тектонических единиц; 6- моря и суши;  
 I-Южный склон Большого Кавказа; II-Закавказская межгорная область

Определение скорости седиментации проводилось методом, который подразумевает деление общей мощности (учитывались их максимальные показатели) пород на число лет, за которое они образовались. По международной хроностратиграфической диаграмме [7] продолжительность позднего эоцена составляет 4,1 млн. лет.

Для определения скорости осадконакопления, следует внести коррекцию в нынешних мощностях отложений, так как, в процессе диагенетических и последующих процессов (потеря воды и других активных компонентов, деформирование в результате уплотнения и др.) происходило сокращение их первоначальной мощности. По данным У.Файфа и др. [5] суммарный эффект этих процессов приводит к уменьшению мощности на 25-50 %. Если учесть, что рассматриваемые нами отложения подверглись слабой тектонической переработке, и являются сравнительно молодого возраста (что определяет их низкую плотность), уменьшение их первоначальной мощности не должен превышать 30-35 %. Исключение могут составлять олистостромы мацестинской свиты, так-как, они сложены обломками древних пород, а матрикс присутствует в незначительном количестве, что обусловило незначительное сокращение их первоначальной мощности.

Ниже по фациальным зонам приводится краткая литологическая характеристика отдельных свит, слагающих верхнеэоценовые разрезы и указываются как их настоящие, так и первоначальные (в скобках) мощности.

**В зоне смешанных фаций** разрез верхнеэоценовых отложения снизу вверх представлен в следующем виде: 1) *эгрисская свита* - коричневато-серые плитчатые, битуминозные мергели со множеством остатков чешуй рыб - 20-35 (45-48) м, 2) *кддианская свита* - зеленовато-серые мергели - 25-40 (52-54) м, 3) *мацестинская свита* - литологически представлена регрессивными образованиями, в которых выделяются три горизонта: нижний-песчано-глинистый - 30 – 80 (105-120) м, средний - “горизонт с включениями” (олистоостромы) - 200-245 (250-255) м и верхний - глинисто-песчанистый - 100 - 150 (195-200) м.

**В зоне субплатформенных фаций южного склона Большого Кавказа** верхнеэоценовые отложения в нижней части сложены плитчатыми мергелями *эгрисской свиты* - 20-60 (78-80) м, а в верхней - литологически однообразными зеленовато-серыми мергелями *аргветской свиты* - 50-70 (90-95) м.

В *Закавказской межгорной области* синхронные образования в нижней части слагаются плитчатыми мергелями *эгрисской свиты* - 25-70 (90-95) м, а в верхней – „*верхнефораминиферовыми мергелями*„ - 15-60 (78-80) м,

Литологические границы перечисленных выше свит в природе хорошо фиксируются, а их возраст достоверно установлен как фаунистически, так и по их стратиграфическому положению в разрезах [1, 3], что во многом предопределяет надежность полученных результатов о скорости седиментации.

Таким образом, в зоне субплатформенных фаций как южного склона Большого Кавказа, так и в *Закавказской межгорной области*, в течение всего позднего эоцена осаждались литологически однородные отложения (*эгрисская, кддианская и аргветская свиты, „верхнефораминиферовые мергели*„), максимальная первоначальная мощность которых, по всей вероятности, составляла 175 м. С применением метода определения скорости седиментации выясняется, что скорость осадконакопления в субплатформенном бассейне в течение позднего эоцена составляла 4.26 см/1000 лет. С помощью данного показателя можно установить время накопления отдельных свит. В частности, в зоне смешанных фаций *эгрисская свита* накопилась в течение 1.1 млн. лет, а *кддианская свита* – 1.3 млн. лет. Суммируя эти два показателя можно определить продолжительность накопления *мацестинской свиты*, которая составляет 1,7 млн. лет, при средней скорости седиментации 33.8 см/1000 лет. Однако, здесь надо учесть как неоднородный литологический состав пород, слагающих данную свиту, так и то обстоятельство, что олистоостромы, являясь “событийными отложениями“, образуются в результате катастрофических явлений и охватывают весьма краткий отрезок времени [8].

Для субплатформенных отложений южного склона Большого Кавказа аналогичный показатель для *эгрисской свиты* составляет 1.9 млн. лет, а для *аргветской свиты*—2.2 млн. лет. Для субплатформенных отложений Закавказской межгорной области эти показатели составляют: для *эгрисской свиты*—2.2 млн. лет, для „верхнефораминиферовых мергелей„—1.9 млн. лет.

В заключении можно отметить, что полученные нами цифры - 4.26 см/1000 лет для субплатформенных осадков и 33.8 см/1000 лет для образований предгорного прогиба, полностью соответствуют тем данным о скорости осадконакопления, которые имеются для современных и древних отложений разных седиментационных бассейнов сопредельных регионов [2, 9, 10, 6].

#### Литература:

1. *Годердзишвили Г.С.* Стратиграфия палеогеновых отложений Западной Абхазии по фораминиферам - Тр. ВНИГНИ. М.: Недра. Вып. 115. 1971. С. 27-39.
2. *Лисицын А.П.* Скорость современного осадконакопления в океанах - Океанология. Т. II. № 6. 1971. С. 957-968.
3. *Майсадзе Ф.Д.* Палеогеография Абхазии в палеогеновое время - Тр. ГИН АН ГССР. Нов. Сер. Вып. 92. 1987. 91 с.
4. *Майсадзе Ф.Д.* О верхнеэоценовых олистостромах южного склона Большого Кавказа - Стратиграфия, геологическая корреляция. Т. 2. № 1. 1994. С. 95-102.
5. *Файф У., Прайс М., Томпсон А.* Флюиды в земной коре - М.: Мир. 1981. 436 с/
6. *Холодов В.Н.* Скорости осадконакопления в настоящем и прошлом - Отечественная геология. 1997. № 3. С. 22-31.
7. *International Chronostratigraphic chart* - International Commission on Stratigraphy. 2013.
8. *Maisadze F.D.* Event Deposits in Chaotically Built Formations – Bulletin of the Georgian National Academy of Sciences. Vol. 2, no 3. P. 79-87.
9. *Ross D.A.* The Black Sea - In: The geology of continental margins, eds. C.A. Burk, C.L. Drake. Springer, Berlin, etc. 1974. P. 669-682.
10. *Schwarzacher W.* Sedimentation models and quantitative stratigraphy - Elsevier, Amsterdam. 1975. P. 1-382.

# РАСПРОСТРАНЕНИЕ ОБЛОМОЧНЫХ МИНЕРАЛОВ ТОНКОДИСПЕРСНОЙ ФРАКЦИИ В ПОВЕРХНОСТНЫХ ОСАДКАХ БЕЛОГО МОРЯ

А.И. Мамочкина, О.М. Дара

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва,*

*e-mail: anastasia.gusakova@gmail.com*

Сведения об Арктическом бассейне и прилегающих шельфовых морях, в частности Белого моря важны для понимания климатических изменений, как современных условий, так и в геологическом прошлом. В данной работе впервые представлены результаты минералогического анализа тонкодисперсной фракции ( $< 0,001$  мм) по 67 образцам, отобранным из поверхностного слоя и из колонок осадков Белого моря. Интерпретация результатов позволила охарактеризовать современные процессы осадконакопления, имеющие место в акватории, выявить питающие провинции и пути переноса обломочного материала в бассейн.

Одним из факторов, влияющих на гранулометрический тип донных осадков является глубина, так на глубине более 100 метров осадки Белого моря характеризуются пелитовым составом (до 90–95%).

Традиционно считается, что основной составляющей пелитовой фракции ( $< 0,001$  мм) являются минералы группы глин [2, 3].

В результате рентгендифракционного фазового анализа донных проб южной части Бассейна, Двинского и Онежского заливов, нами установлено, что пелитовая фракция ( $< 0,001$  мм) беломорских осадков трехкомпонентна. Преобладающей является группа литогенных обломочных минералов образованных под воздействием выветривания горных пород и перенесенных в море в ходе речного, ледового и эолового переноса. Сюда входят минеральные компоненты легкой и тяжелой подфракции такие как кварц, полевые шпаты, карбонаты, минералы группы эпидота, пироксена, амфибола, граната. Группа глинистых минералов в составе исследуемой фракции редко превышает 50%, а чаще имеет подчиненное в количественном отношении значение. Третьей группой являются плантогенные и бентогенные известковые минералы, которые вносят свой относительно небольшой вклад в карбонатную группу минералов.

Содержание обломочных минералов в тонкодисперсной фракции поверхностных осадков колеблется по нашим определениям от 43,6 до 89,5%. Среднее значение для всех проб составляет 63,3% (рис. 1). Основными компонентами пелитовой фракции осадка являются полевые шпаты (среднее 23,1%), кварц (13,5%), амфиболы (7,7%) и пироксены (3,3%). На долю глинистых минералов в среднем приходится 39%, среди них доминирует иллит (13,2%) средние значения хлорита, смектита и каолинита составляют 9,6%, 8,4% и 7,6% соответственно.



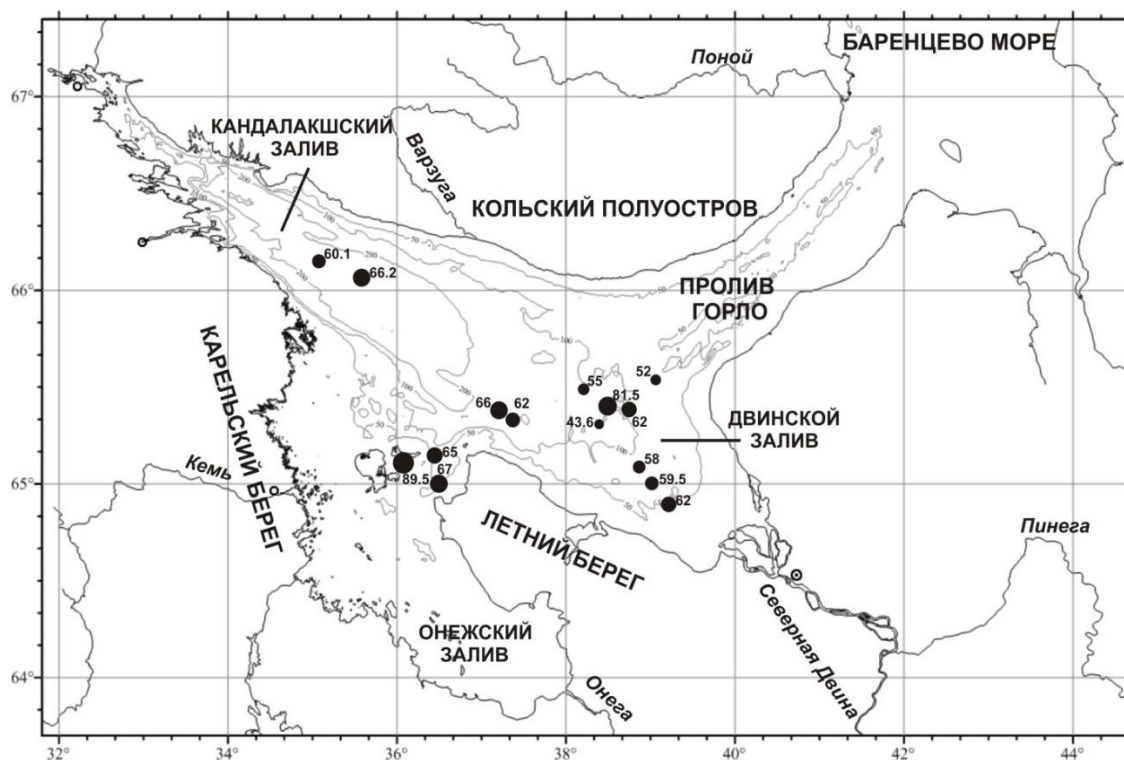


Рисунок 1 - Концентрации обломочных минералов в тонкодисперсной фракции ( $<0,001\text{ мм}$ ) поверхностных (0-5 см) донных осадках Белого моря

Результаты изучения алевритовой фракции поверхностных донных осадков Белого моря показали такую же тенденцию, что и в тонкодисперсной фракции к доминированию минералов группы кварца и полевых шпатов над амфиболами и пироксенами. Следует подчеркнуть принципиальные различия в количественном отношении между кварцем и полевыми шпатами. Если для тонкодисперсной фракции кварц/полевошпатовое отношение в подавляющем большинстве проб меньше единицы (среднее значение 0,57), то в крупноалевритовой фракции оно за редким исключением всегда выше двух [1]. Причиной того, что тонкодисперсная фракция по сравнению с песками и алевритом обогащена полевыми шпатами, является низкая степень устойчивости последних, следовательно, их активное механическое выветривание до мелкой размерности [4, 5, 6].

Исходя из наличия в тонкодисперсной фракции карбонатных минералов и высоких концентраций полевых шпатов (альбит и кпш), приходим к выводу о поставке как зрелого материала с севера Русской плиты, так и приноса свежего с Карельского берега.

Проведенный нами рентгендифракционный фазовый анализ пелитов поверхностного слоя показал преобладание тонкодисперсных обломочных минералов над группой глинистых минералов. В глинистой составляющей осадков Белого моря, как в среднем во всем Арктическом бассейне господствуют иллит и хлорит. Исключением являются осадки Карского и море Лаптевых, для шельфовых отложений которых характерны высокие содержания смектита [7, 8].

Авторы благодарны А.П. Лисицыну за ценные советы в ходе работы. Всем сотрудникам лаборатории физико–геологических исследований за помощь в проведении экспедиций и получении материала. Работа осуществлена при поддержке гранта РФФИ №14-27-00114.

#### Литература:

1. Гусакова А.И. (Мамочкина). Минеральный состав современных донных осадков Белого моря // Океанология. 2013. Т.53. №2. С. 249–258.
2. Невеский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 236 с.
3. Ратеев М.А., Садчикова Т.А., Шаброва В.П. Глинистые минералы в современных осадках Мирового океана и их взаимосвязь с типами литогенеза // Литология и полезн. ископаемые. 2008. Т. 43. № 2. С. 125–135.
4. Рухина Е.В. Литология моренных отложений. Ленинград: Изд-во Ленинградского университета, 1960. 140 с.
5. Рухина Е.В. Литология ледниковых отложений. Ленинград: Недра, 1973. 176 с.
6. Судакова Н.Г. Палеогеографические закономерности ледникового литогенеза. М.: Издательство Московского университета, 1990. 160 с.
7. Fagel Nathalie. Clay minerals, deep circulation and climate. Developments in Marine Geology. 2007. Volume 1. P. 139-184.
8. Saukel C., Stein R., Vogt C., Shevchenko V.P. Clay mineral and grain size distributions in surface sediments of the White Sea (Arctic Ocean): indicators of sediment sources and transport processes // GeoMar Lett. 2010. № 30. P. 605–616.

## **МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАРБОНАТНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ОСАДКОВ ОЗЕРА ИТКУЛЬ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)**

**А.Е. Мальцев, Г.А. Леонова, В.А. Бобров, Л.В. Мирошниченко**

*ИГМ СО РАН, Новосибирск, e-mail: maltsev@igm.nsc.ru*

Изучен 1,9 метровый керн оз. Иткуль, полученный методом ударного бурения. Весь слой озерных отложений представлен опесчанеными глинами с различным содержанием карбонатов. В минеральном составе осадка оз. Иткуль присутствуют кварц, кальцит каолинит, арагонит, слюда, КППШ и хлорит, в верхних горизонтах обнаружен ильменит, по всему разрезу встречается пирит (фраamboиды, отдельные кристаллы).

Озеро Иткуль находится в Чулымском районе Новосибирской области. Воды озера гидрокарбонатно натриевые, слабощелочные (рН = 9), высокой минерализации (1,8 г/л). В августе 2013 г. в центральной части озера пробурена скважина глубиной 1,9 м вибрационным методом поршневым пробоотборником Ливингстона. Был получен непрерывный керн диаметром 7,5 см с ненарушенной структурой. Озерный осадок представлен опесчанеными глинами (0–1,6 м) с различным содержанием карбонатов (20–40 %). Нижний интервал керна

(1,6 м–1,9 м) — это подстилающие голубые (восстановленные) глины. Зольность осадка 85–90 %, содержание  $C_{орг}$  изменяется в пределах 3,6–9,3 %. Отложения озера отнесены к известковистым, минеральным осадкам [1].

Основными минералами в донном осадке оз. Иткуль являются плагиоклаз, кальцит и кварц (рис. 1). В минеральном составе осадка также присутствуют пирит и арагонит; по всему разрезу встречаются слюда, КПШ, каолинит, амфиболы, хлорит, в верхних горизонтах (0–10 см) обнаружен ильменит  $FeTiO_3$  (Рисунок 1 (а), Рисунок 2 (а)). На электронно-микроскопических снимках карбонаты представлены мелкозернистыми агрегатами плохо окристаллизованных частиц Mg-кальцита, а также арагонитом в составе раковин *Planorbidae* и *Ostracoda* (Рисунок 2 (в)). Пирит в осадке присутствует как в виде фрамбоидов, так и отдельных кристаллов (Рисунок 2 (а),(б)). Уставлен факт повышения магнезиальности кальцита с глубиной, существенный вклад  $Mg-CaCO_3$  отмечается в интервале керна 100–130 см, на этом же участке повышается в два раза содержание в осадке Ca: с 6–7 % до 12–16 % (Рисунок 3). Валовые концентрации Mg по колонке определяются его терригенным поступлением с водосборной площади озера (в составе силикатных минералов) и процессами механической седиментации. Это подтверждается аналитическими данными (Рисунок 3) — распределение Mg по колонке коррелирует с распределением кремния и алюминия. Также нужно учесть, что незначительная доля магния входит в состав карбонатов. Содержания Sr по разрезу в целом выше кларковых (340 г/т); для интервала 55–120 см они выше в два раза, а для участка 136 см аномально высокие — 3800 г/т. Это связано с большим (30%) количеством арагонита в этом прослое (Рисунок 1 (в), который представлен раковинами моллюсков и остракод (Рисунок 2 (в)).

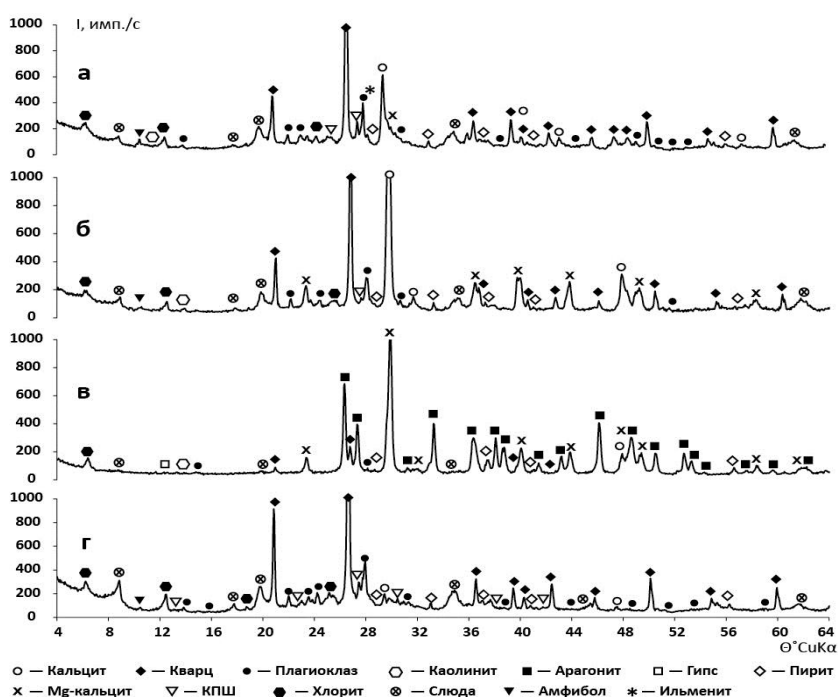


Рисунок 1 - Рентгенограммы разных слоев донных отложений оз. Иткуль: (а) — глинистый материал с остатками растительности (10 см); (б) — темные опесчаненные глины с гумусовыми прослоями (120 см); (в) — светлые глины с остатками раковин гастропод (136 см); (г) — опесчаненные глины (150 см)

Как известно, арагониты в среднем в 20–30 раз богаче стронцием, чем кальциты, т.к. координационное число ионов в кристаллической структуре  $\text{SrCO}_3$  (стронцианит) = 9 (так же, как и у арагонита) в отличие от кальцита = 6, поэтому ионы Sr «легче» замещают ионы Ca в арагоните, чем в кальците — стронцианит изоструктурен с арагонитом [2]. Стоит отметить, что являясь «геохимическим аналогом» Ca стронций входит и в состав карбонатов осадка оз. Иткуль. В целом, увеличение концентраций Ca и Sr в интервале 60–140 см, может свидетельствовать об изменениях условий внутри водоема (изменение карбонатной щелочности, величины рН, температуры, органической продуктивности и т.д.). Все это контролируется водным балансом озера, зависящим от климатически условий. Увеличение показателя Sr/Ca в интервале керна 50–70 см указывает на изменение водно-солевого режима озера, в частности — увеличение солености водоема на данном этапе его развития.

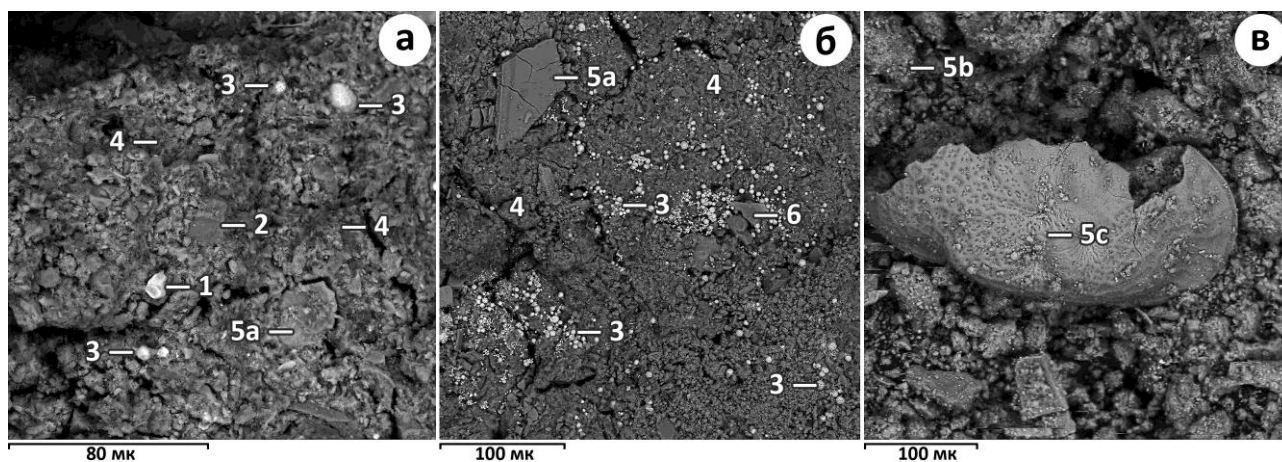


Рисунок 2 - Микрофотография (TESCAN MIRA 3 LMU) осадка оз. Иткуль из интервалов: 0–2 см (а), 105–110 (б) и 136–138 см (в) с раковиной остракоды рода *Cypris*: 1 — ильменит, 2 — кварц, 3 — фрамбоиды и кристаллы пирита, 4 — алюмосиликаты, 5 — карбонаты: кальцит (а), Mg-CaCO<sub>3</sub> (б), арагонит (с); 6 — КПШ

Таким образом, осадок оз. Иткуль представляет собой опесчаненные глины с зольностью до 90 % и содержанием карбонатов до 40 %. В минеральном составе преобладают алюмосиликаты (плагиоклаз, слюда, КПШ и т.д.), кварц и кальцит разной степени магниальности. Наличие пирита свидетельствует о восстановительной обстановке.

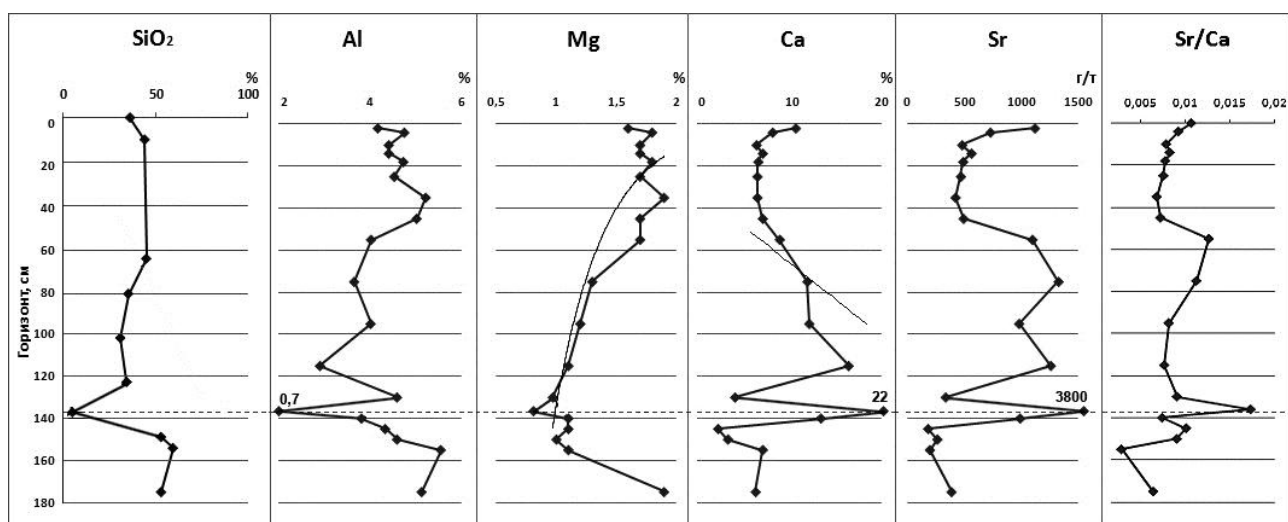


Рисунок 3 - Профили концентраций SiO<sub>2</sub>, Al, Mg, Ca, Sr и отношение Sr/Ca в осадке оз. Иткуль

Работа выполнена при финансовой поддержке Междисциплинарного Интеграционного проекта СО РАН № 125.

#### Литература:

1. Лукашев К.И., Ковалев В.А., Жуховицкая А.Л., ХомичА.А., Генералова В.А. Геохимия озерно-болотного литогенеза. — Минск: Наука и техника, 1971. 284 с.
2. Юдович Я.Э. Геохимии осадочных пород (избранные главы): учебное пособие. — Сыктывкар: кафедра геологии Сыктывкарского государственного университета, 2007. 257 с.

## КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЕ В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЕ НА ПРИМЕРЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ШИТА

П.В. Медведев, Н.И. Кондрашова

ИГ КарНЦ РАН, ПетрГУ, г. Петрозаводск,

e-mail: pmedved@krc.karelia.ru,

e-mail: kondr@krc.karelia.ru

На основе литологических и геохимических исследований авторами рассмотрены характерные особенности палеопротерозойского карбонатакопления, зафиксированные в разрезах на территории восточной части Фенноскандинавского щита. Показано изменение фациальных обстановок осадконакопления от континентальных к морским на примере наиболее представительного разреза верхнего ятулия в районе Онежского озера.

Множество признаков существования окислительных условий на земной поверхности зафиксировано в терригенно-карбонатных толщах верхнего ятулия. Изучение разрезов отложений онежского горизонта выявило множественные свидетельства участия

эвапоритовых процессов в ятулийском седиментогенезе. Общий разрез представляет собой магнезит-строматолит-доломит-красноцветную последовательность пород. Терригенные красноцветные отложения развиты по всему разрезу и представлены осадками, сформировавшимися в трёх фациальных обстановках: 1 - разветвлённая прибрежная речная система; 2 - замкнутая лагуна или бухта; 3 - плайевое озеро [6]. В терригенно-карбонатных отложениях установлено массовое распространение псевдоморфоз карбонатов, реже других минералов по гипсу-ангидриту, а также магнезит и широкое развитие доломитов, образованных по пластовым залежам гипса. Имеются отдельные глиптоморфозы по скелетным кристаллам галита. Бывшие сульфаты кальция представляют собой доломитовые или кремнистые псевдоморфозы по ангидриту в виде единичных или сдвоенных кристаллов, либо в виде разнообразных нодулей «цыплячьего пуха» или ламинитов с энтеролитными текстурами [7]. Некоторые брекчии обладают особенностями отложений, характерных для соляного карста. В результате бурения Онежской параметрической скважины получены прямые доказательства существования соли и гипса-ангидрита в разрезе верхнего ятулия. Скважина вскрыла ангидрит-магнезитовую толщу пород мощностью около 300 м и залегающую под ней соленосную, существенно галитовую, толщу мощностью около 200 м [3]. Былые соленосно-гипсовые отложения по самым умеренным оценкам на значительной территории составляли 20% и более от общей мощности (до 800 м) верхнеятулийских осадков, что совместно с предположением о их первоначальной соленосности позволяет говорить о наличии существенно сульфатных палеопротерозойских эвапоритов. Такие эвапориты отмечают последствия событий, вызвавших насыщение кислородом земной поверхности, которое началось около 2320 млн. лет назад, о чём свидетельствуют красноцветные континентальные отложения.

Палеопротерозойские доломиты Фенноскандинавского щита содержат различные микробиальные постройки, например, строматолиты и онколиты. Нередко эти постройки имеют породообразующий характер, слагая строматолитовые и онколитовые доломиты. Чаще всего строматолитовые постройки располагаются в породе послойно, но могут формировать и линзообразные биостромы протяжённостью до 3 м и толщиной до 1 м. Морфология строматолитов варьирует от пластовой и желваковой до столбчатой с высотой отдельных столбов до 1 м и диаметром до 30 см. Встречаются столбчатые постройки с активным ветвлением. В Онежском палеобассейне описаны характерные брусковидные строматолиты, образующие вытянутые в плане постройки [1]. Здесь же, а также на Кольском полуострове (Печенга, Имандра-Варзуга) широким распространением пользуются столбчатые постройки сантиметровой размерности – министростоматолиты, формирующиеся выше приливно-отливной зоны. Благодаря своим размерам, министростоматолиты без труда распознаются даже в керне

буровых скважин [2]. В разрезах карбонатных толщ Онежского палеобассейна в Карелии, сланцевого пояса Перепохья в Финляндии и пояса Каликс в Швеции нередко наблюдаются строматолитовые ритмы с закономерным чередованием построек различной морфологии [5]. Эти ритмы обусловлены изменениями условий карбонатакопления (например, трансгрессивно-регрессивные циклы) и связанного с ними изменениями таксономического состава строматолитобразующих микробиальных сообществ. Всё это, в конечном итоге, отражается на морфологии построек. В последнее время на актуалистическом материале показано, что накопление хемогенного карбонатного осадка доломитового состава непосредственно связано с метаболической активностью цианобактерий, входящих в состав сложноструктурированных микробиальных матов [4, 10]. Ископаемые следы микробиальных сообществ в виде фоссилизированного межклеточного органического вещества - гликокаликса нами обнаружены в палеопротерозойских строматолитах.

Для определения различий в составе строматолитовых построек и вмещающей породы, а также закономерностей распределения микроэлементов внутри строматолитов и геохимических отличий биогенных и хемогенных наслоений проведено прецизионное геохимическое изучение методом LA ICP- MS. Установлены широкие вариации содержания большинства микроэлементов, обусловленные внутренней гетерогенностью построек. Для многих элементов определена разнопорядковая цикличность, отражающаяся в разной длине шага между пиками на вариационных кривых. Выявлены корреляционные связи в распределении HFSE - Zr, Ti, Y, Nb, La, Th и U, а также у циркония с Ge, Cd, Sb, Bi, которые могут отражать контаминацию хемогенного карбонатного вещества кислотокорвым и эксгалационным материалом. Эксгалационный материал поступал в бассейн, на что указывают положительные аномалии европия, самария, аномалии иттербия. Однако поступление лантаноидов с термальными водами было незначительным. На усвоение строматолитами такого материала указывает и «пилообразная» форма спектров, чередование разнознаковых аномалий отдельных лантаноидов. Условия роста строматолитовых построек были вблизи границы перехода от восстановительных к окислительным обстановкам на что указывает отсутствие положительной аномалии церия. Возможно, происходило усиление поступления в бассейн продуктов разрушения с бортовых областей бассейна, либо поступления эксгалационного материала, который мог вызывать изменение окислительно-восстановительных условий. Прецизионный геохимический анализ состава отдельных строматолитовых наслоений позволяет охарактеризовать условия осадконакопления и палеоэкологическую среду бассейна, где формировались микробиальные постройки.

При фациальном анализе наиболее представительного разреза палеопротерозойских карбонатных толщ восточной части Фенноскандинавского щита, находящегося в районе

Онежского озера, была отмечена общая тенденция возрастания вверх по разрезу степени «мористости» отложений при сложной комбинации континентальных и морских обстановок осадконакопления [8]. Литологические данные в настоящее время подтверждаются геохимическими анализами распределения редких и рассеянных элементов в карбонатных породах, а так же данными по соотношению изотопов стронция. Кроме того, спектры REE позволяют предположить существенное влияние вулканизма на карбонатонакопление.

Исследование поддержано грантами РФФИ(15-05-08705) и Петрозаводского государственного университета.

#### Литература:

1. Макарихин В.В., Кононова Г.М. Фитолиты нижнего протерозоя Карелии. Л.: Наука, 1983. 180 с.
2. Макарихин В.В. Палеонтологические исследования палеопротерозоя Карелии. Геология Карелии от архея до наших дней. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С.71-78.
3. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения). Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. 431 с.
4. Bontognali T.R.R., Vasconcelos C., Warthmann R.J., Bernasconi S.M., Dupraz C., Strohmenger C.J., and McKenzie J.A. Dolomite formation within microbial mats in the coastal sabkha of Abu Dhabi (United Arab Emirates). *Sedimentology*. 2010. N 57. P. 824-844.
5. McLoughlin N., Melezhik V.A., Brasier A.T., and Medvedev P.V. Palaeoproterozoic Stromatolites from the Lomagundi-Jatuli Interval of the Fennoscandian Shield. In: Reading the Archive of Earth's Oxygenation. Volume 3: Global Events and the Fennoscandian Arctic Russia - Drilling Early Earth Project. Melezhik, V.A.; Prave, A.R.; Hanski, E.J.; Fallick, A.E.; Lepland, A.; Kump, L.R.; Strauss, H. (Eds.) Springer, 2013. P. 1298-1351.
6. Melezhik V.A., Fallick A.E., Medvedev P.V., Makarikhin V.V. Extreme  $^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  enrichment in ca. 2.0 Ga magnesite-stromatolite-dolomite-“red beds” association in a global context: a case for the world-wide signal enhanced by a local environment // *Earth-Sci. Rev.* 1999. V. 48. P. 71-120.
7. Melezhik V.A., Fallick A.E., Rychanchik D.V., Kuznetsov A.B. Palaeoproterozoic evaporites in Fennoscandia: implications for seawater sulphate,  $\delta^{13}\text{C}$  excursions and the rise of atmospheric oxygen. *Terra Nova*. 2005. V. 17. P. 141-148.
8. Melezhik V.A., Medvedev P.V., Svetov S.A. The Onega Basin / Reading the Archive of Earth's Oxygenation. Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2013. V.1. P. 387 – 490.
9. Spadafora A., Perri E., McKenzie J.A., and Vasconcelos C. Microbial biomineralization processes forming modern Ca:Mg carbonate stromatolites. *Sedimentology*. 2010. N 57. P. 27–40.



# ЛИТОЛОГИЯ И ФАЦИИ ВОРОБЬЕВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЖИВЕТСКОГО ЯРУСА СРЕДНЕГО ДЕВОНА ЮГО-ВОСТОКА ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

А.В. Милаш

*ВГУ, Воронеж, e-mail: pirit86@yandex.ru*

На основании изучения различных типов воробьевских отложений юго-востока Воронежской антеклизы, их распределения в разрезах и по площади методом фациального анализа построена литолого-фациальная карта воробьевского времени. Показано, что формирование воробьевских образований происходило в прибрежно-морских и мелководно-морских условиях водоема нормальной солености со слабой и средней активностью гидродинамического режима.

Исследуемая территория расположена в юго-восточной части Воронежской антеклизы, где широко развиты воробьевские отложения, с размывом залегающие на породах кристаллического фундамента или песчаниках, известняках и глинах мосоловской и черной свит. Проведение же верхней границы по литологическим признакам с ардатовскими образованиями крайне затруднительно, поскольку последние согласно залегают на воробьевских. Эта граница определяется по биостратиграфическим критериям, взятым из геолого-съемочных отчетов.

Воробьевские образования формировались, преимущественно, за счет размыва кор выветривания [5] и могут содержать вторичные ореолы рассеивания от месторождений в кристаллическом фундаменте, в первую очередь медно-никелевых. С этой точки зрения воробьевские отложения представляют значительный интерес, поскольку повышенные содержания в них металлов могут служить поисковым признаком для коренных месторождений.

Отложения воробьевской свиты рассматриваемой территории изучались при проведении геолого-съемочных работ масштаба 1 : 50 000 и 1 : 200 000. Имеются также фациальные карты масштаба 1 : 500 000 [3], на которых выделено крайне ограниченное количество фациальных зон. Автор перешел к составлению более крупномасштабных фациальных карт, в том числе и воробьевского времени [2], для установления генетических особенностей формирования рассматриваемых отложений и создания, в последующем, прогностической основы для поисков осадочных полезных ископаемых, а также выявления вторичных ореолов рассеивания коренных месторождений в кристаллическом фундаменте.

Воробьевские отложения развиты на большей части исследуемой территории, а его юго-западная неровная граница выклинивания проходит по линии Острогжск-Росошь-Павловск-Богучар. Горизонт сложен песчано-глинистыми породами с тонкими прослоями известняков, его мощность колеблется от 0 у границы выклинивания до 35 м на северо-

востоке. [6]. Глины нередко сидеритизированы, местами пестроцветные, содержат многочисленные растительные остатки. Практически на всей территории глины подстилаются пачкой песков и песчаников, мощностью до 15 м. Данная пачка была выделена А.И. Ляшенко в ранге ольховского горизонта с опорным разрезом у с. Ольховка Воронежской области. Авторы работы [4] считают, что ольховские слои являются базальной частью воробьевского горизонта и образуют с ним единый ритм осадконакопления.

На фациальной карте воробьевского времени (Рисунок 1) выделяется ряд зон прибрежной и мелководно-морской частей морского бассейна. На востоке расположена мелководно-морская, со слабой активностью гидродинамического режима, наиболее "мористая" фациальная **зона (ПА)**, представленная аргиллитоподобными глинами, формировавшимися в условиях спокойной гидродинамической обстановки ниже иловой линии.

Западнее расположена фациальная **зона (ШБ-ПА)**, в разрезе которой заметную роль начинают играть песчанистые породы. Нижняя часть разреза сложена песками с тонкими прослоями глин и песчаников (ольховские слои). Верхняя часть разреза представлена аргиллитоподобными глинами, голубовато и зеленовато-серыми, слабо известковистыми, плитчатыми, с раковистым изломом, с фауной брахиопод. Обилие фауны приурочено к сильно карбонатным разностям.

Западнее фациальной зоны **(ШБ-ПА)** располагается **зона (ША)**, прибрежно-морская нормальной солености со слабой активностью гидродинамического режима. Эта зона вытянута с северо-запада на юго-восток. Разрез в ней сложен аргиллитоподобными глинами голубовато- и зеленовато-серыми, иногда темно-серыми, в различной степени алевритистыми.

На северо-западе исследуемой территории расположена фациальная **зона (ШБ-ША)**. Основание разреза сложено песками и песчаниками серого и светло-серого цвета, кварцево-слиудистые, тонко-мелкозернистые (до разнозернистых) средней плотности. Вверх по разрезу идут аргиллитоподобные глины голубовато-серой, серо-зеленой и зелено-серой окраски, тонкоплитчатые, иногда горизонтально-слоистые, с полураковистым изломом, со стяжениями марказита, с фауной брахиопод и мелкими углефицированными растительными остатками. Мощность глин составляет 4–6 м.

У границы размыва, севернее г. Павловска, располагается фациальная **зона (ША-ШБ-ША)**. Ее разрез представлен серыми и зеленовато-серыми органогенно-детритусовыми, глинистыми известняками, разделенными на 2 пласта прослоем мощностью около 0,5 м светло-серого, неравномерно-зернистого песчаника. В песчаниках и известняках встречаются тонкие прослои глин, а в известняках – обильная фауна: брахиопод, остракод, кораллов и членики криноидей.

Вдоль границы размыва располагается ряд **зон (ШБ)**, образованных в прибрежно-морских условиях со средней гидродинамикой среды. Разрез этих зон сложен песками и песчаниками с карбонатно-глинистым цементом, с характерной гранат-ставролит-турмалиновой ассоциацией аксессуарных минералов и редкими конкрециями марказита.

Таким образом, воробьевское время характеризуется преимущественно мелководно-морским и прибрежно-морским осадконакоплением, главным образом терригенным, в разной степени разбавленным карбонатным. Характер осадков свиты и их распространение свидетельствует о продолжении морской трансгрессии в юго-западном направлении в воробьевское время. Наличие достаточно мощной толщи терригенных отложений и гидрослюдисто-каолинитовый состав глин свидетельствует о близости суши, существовавшей довольно продолжительное время и поставляющей основную массу терригенного материала [1].

Обилие фауны позволяет судить о благоприятном газовом режиме и нормальной солености вод воробьевского бассейна. «Мористость» отложений нарастала с запада на восток, а источники сноса, судя по фациальной карте, располагались на юге и юго-западе исследуемой территории.

#### Литература:

1. *Жабин А.В.* Глинистые минералы осадочного чехла Воронежской антеклизы / А.В. Жабин, А.Д. Савко, В.И. Сиротин // Труды НИИ Геологии. – Воронеж. – 2008. – Вып. 51. – 92 с.
2. *Милаш А.В.* Литология и фации воробьевских и ардаатовских отложений Павловского выступа / А.В. Милаш // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. – 2011. – № 2. – С. 245–251.
3. Объяснительная записка к атласу фациальных карт Воронежской антеклизы / А.Д. Савко, С.В. Мануковский А.И. Мизин [и др]. // Труды НИИ Геологии, Вып. 20 – Воронеж, 2004. – 107с.
4. *Родионова Г.Д.* Девон Воронежской антеклизы и Московской синеклизы / Г.Д. Родионова, В.Т. Умнова, Л.И. Кононова [и др]. – М. – 1995. – 265с.
5. *Савко А.Д.* Этапы формирования кор выветривания в верхнем протерозое и палеозое Воронежской антеклизы / А.Д. Савко, Н.П. Хожаинов. – Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 1975 г. – С.49–59.
6. *Савко А.Д.* Литология и фации донеогеновых отложений Воронежской антеклизы / А.Д. Савко, С.В. Мануковский, А.И. Мизин [и др]. // Труды НИИ Геологии. – Воронеж, 2001. – Вып. 3. – 201 с.

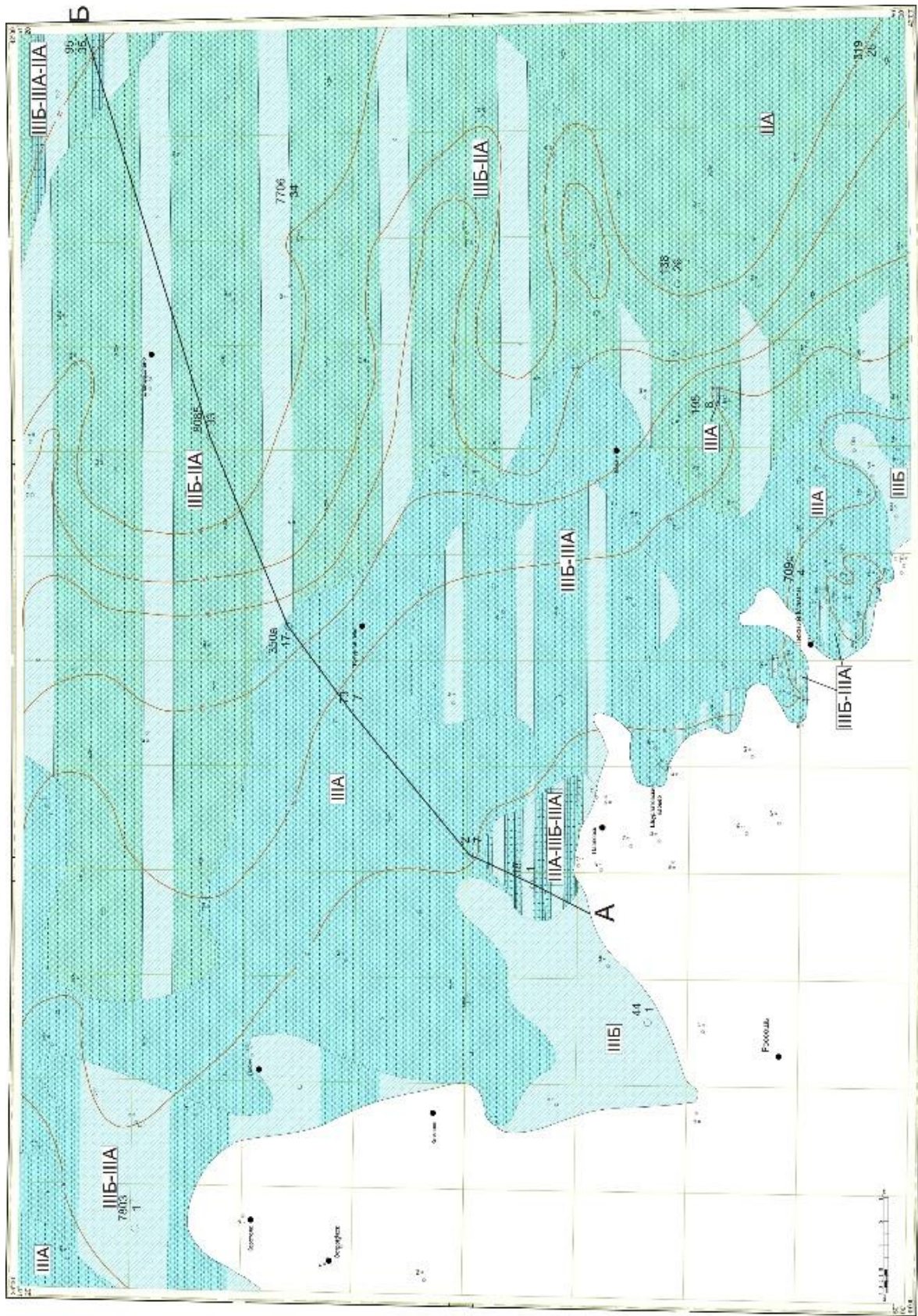


Рисунок 1 - Литолого-фаціальна карта вороб'євського часу

# ИЗМЕНЕНИЕ ИНТЕНСИВНОСТИ ЭКЗОГЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА МУРМАНСКОМ ПОБЕРЕЖЬЕ

М.В. Митяев, М.В. Герасимова

*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН, Мурманск, e-mail: mityaev@mmbi.info*

В работе представлена интерпретация пятнадцатилетних (1997-2013 гг.) исследований современных экзогенных геологических процессов и наблюдений за климатическими показателями на Мурманском побережье. Показана связь изменения денудационной активности побережья от климата и сейсмической активности на границе шельфа и побережья.

Все экзогенные процессы, происходящие на Мурманском побережье, не носят однонаправленный характер, а протекают циклично. Периоды увеличения интенсивности денудации сменяются этапами стабилизации (или ослабления) денудационной активности, что отражается на объеме и массе осадочного вещества поступающего в бассейн седиментации. С 1997 г. по 2013 г. можно выделить два цикла изменения интенсивности экзогенных геологических процессов (Рисунок 1). Первый цикл (1997-2004 гг.) – малая (относительно) интенсивность денудации и небольшое (относительно) количество вещества, аккумулируемое в заливах. Второй цикл (2005-2013 гг.) – увеличение денудационной активности и объема аккумулируемого в заливах вещества. Чем же были вызваны изменения интенсивности экзогенных процессов? В первую очередь изменениями климатических показателей (рис. 2). Так в период 1997-2004 гг. среднегодовая температура воздуха составляла 0.9°C, среднегодовая скорость ветра 7.0 м/с (в течение пяти лет (1998-2002 гг.) среднегодовая скорость ветра не превышала 6.5 м/с), резко преобладали ветра западного, юго-западного и южного направления, среднегодовое количество атмосферных осадков 609 мм, среднегодовое количество часов солнечного сияния 910.

В период 2005-2013 гг. в полтора раза увеличилась среднегодовая температура воздуха и составила 1.4°C, резко сократилось количество атмосферных осадков (в среднем до 506 мм в год) и часов солнечного сияния (в среднем до 610 часов в год), среднегодовая скорость ветра изменилась незначительно (6.8 м/с), но поменялись доминирующие направления ветров (при сохранении большой доли южных и юго-западных ветров значительное влияние стали оказывать северные и северо-западные ветра). Вероятно, период 2003-2005 гг. предопределил усиление интенсивности денудационных процессов на побережье. В это время было зафиксировано: максимальная среднегодовая скорость ветра (за последние 35 лет, более 8.0 м/с); максимальное количество атмосферных осадков (за последние 25 лет, более 730 мм в год).

Не последнюю роль в изменение интенсивности экзогенных процессов, вероятно, играют сейсмические события на прилегающем шельфе. В 2003 г. количество сейсмических событий значительно (более чем на 20%) превысило годовую норму, а в 2005 г. количество таких событий было аномально высоким (на 46% выше нормы). В переломном 2005 г. в районе архипелага Шпицберген зафиксировано в полтора раза больше сейсмических событий (94 сейсмических события), чем в 2004 и 2006 гг. (по 64 сейсмических события) (Комплексные ..., 2007). Связь экзогенных и эндогенных процессов демонстрируют события 2010, 2012 гг. Так увеличение сейсмических событий на шельфе в 2010 г. совпадает с активизацией абразионного процесса на Мурманском побережье и увеличения объема осаждаемого в заливах материала (Митяев, 2014). В 2012 г. происходит общее снижение интенсивности денудационных процессов на побережье, но в литоральной зоне (и верхней сублиторальной зоне) активизируется абразионный процесс и резко возрастает объем аккумулируемого в заливах вещества. Возможно, активизирующим фактором послужило сильное (магнитудой >6) землетрясение, произошедшее на Баренцевоморском шельфе в мае 2012 г.

Литература:

1. Комплексные исследования природы Шпицбергена. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2007. Вып. 7. 369 с.
2. Митяев М.В. Мурманское побережье (геолого-геоморфологические и климатические особенности, современные геологические процессы) / Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2014. 226 с.

## **СЕДИМЕНТАЦИЯ УГЛЕВОДОРОДОВ В ОКЕАНСКИХ ПРОЦЕССАХ**

**И.А. Немировская**

*ИОРАН, Москва, e-mail: nemir@ocean.ru*

Представлены результаты изучения трансформации углеводородов (УВ) – соединений природного и антропогенного происхождения в седиментационных процессах при переходе из атмосферы в толщу воды и в донный осадок до начальной стадии литогенеза.

Исследование УВ необходимо при изучении состава и типа органического вещества (ОВ) в морских средах, а также в биогеохимическом, нефтегазогенетическом и экологическом аспектах. Основной источник УВ – фитопланктон [2, 3]. Биологическое продуцирование УВ в океане носит глобальный характер, и в Мировом океане путем фотосинтеза ежегодно продуцируется от 3 до 12 млн. т УВ (наиболее реальная оценка - 12 млн. т УВ в год). В основном, это УВ алифатического строения (АУВ), доля полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) составляет 2.7 тыс. т/год. Одновременно с биосинтезом УВ с такой же интенсивностью происходят процессы разложения этого автохтонного ОВ. Поэтому биогенные АУВ и ПАУ,

постоянно присутствующие в морской среде, не только не оказывают вредного воздействия на морские сообщества и экосистемы, но, скорее всего, способствуют поддержанию их стабильности за счет участия в сложных процессах экологического метаболизма в море [3]. Следовательно, антропогенные УВ распределяются на устойчивом природном углеводородном фоне. Наиболее интенсивная сорбция гидрофобных соединений, таких как УВ, из растворенной фазы происходит не в толще морской воды, а в геохимических барьерных зонах, на границах раздела фаз: вода–атмосфера, атмосфера–криосфера, вода–взвесь, река–море, вода–донный осадок.

При изучении снежно-ледяного покрова было установлено, что в импактных районах (устье Северной Двины) концентрирование УВ происходит в снеге и верхних слоях льда, так как основной их источник – атмосфера; в фоновых акваториях – в нижних слоях льда. Несмотря на низкие температуры, водоросли активно развиваются в однолетнем и растущем льду, особенно на границе лед–вода, где их биомасса (по хлорофиллу «а») значительно выше, чем в верхних слоях и в подледной воде. Поэтому в нижних слоях льда образуется большое количество автохтонных ОВ, в том числе и УВ [2]. Бескислородная среда (лед под толстым слоем фирна) может быть критическим фактором, влияющим на сохранение ОВ, в результате даже возникает сероводородное заражение (бухта Ленинградская моря Лазарева, прибрежный район Антарктиды).

Изучение аэрозолей и поверхностных вод в юго-восточной Атлантике показало, что распределение концентраций УВ обусловлено влиянием трех основных источников: терригенных – из аридных районов (пустыни и саванны), антропогенных с континента и от судоходства, а также морских. Наиболее высокие концентрации УВ в аэрозолях приурочены к зоне, находящейся под влиянием переноса пыли из африканских пустынь, а наименьшие – к Гвинейскому заливу, находящемуся под влиянием гумидной прибрежной зоны. При этом в составе УВ доминируют терригенные алканы. Однако уже в поверхностных водах Восточной Атлантики в составе УВ увеличивается доля низкомолекулярных автохтонных компонентов, и даже в акваториях подверженных влиянию антропогенеза состав алканов не соответствует нефтяному. Процессы деструкции УВ, начинающиеся в фотическом слое, продолжаются в нижележащих водах. Вертикальный перенос биосинтезированного ОВ, а вместе с ним и УВ из поверхностных вод в глубинные осуществляется крупной взвесью (~150 мкм), которая включает в себя агрегаты детритного материала и мезопланктона. Состав УВ в крупных взвешах (сепарационной и сестоне) различается и кардинально отличается от воды и фильтрационной взвеси. Биогенное вещество по мере осаждения в основной своей части растворяется, причем скорость выхода разных компонентов различается, т.е. идет сепарация исходного вещества по глубине. По мере выпадения всех фракций взвеси (включая мелкоалевритовую) в конечной стадии седиментации можно фиксировать поступление на дно аллохтонных УВ, а также их состав до раннедиагенетических преобразований. В составе УВ

в процессе седиментации исчезают низкомолекулярные алканы, и возрастает относительное содержание высокомолекулярных наиболее устойчивых гомологов, а также нафто-ароматических соединений. Гидрофобное связывание высокомолекулярных алканов, видимо, в разной степени охватывает разные фракции взвеси. Поэтому большая часть антропогенных соединений выпадает в мелководной зоне. В импактных акваториях большая объемная емкость антропогенных УВ приводит к тому, что в фильтрационной взвеси доминируют автохтонные УВ, чаще всего - высокомолекулярная антропогенная группа с примесями компонентов морского происхождения.

Интенсивная трансформация УВ происходит в маргинальных фильтрах рек (геохимический барьер река–море [1]). На примере устьевых областей арктических рек (Северная Двина, Обь и Енисей) показано, что основная часть нефтяных УВ оседает в гравиметрической и физико-химических зонах маргинального фильтра. Поэтому нефтяные УВ, поступающие с речным стоком, не попадают в открытые районы морей, и мнение о том, что основное загрязнение несут реки явно преувеличено. Относительное преобладание антропогенных и планктоногенных УВ на мелководье может быть обусловлено присутствием лишь единичных крупнодисперсных включений аллохтонного материала в осадки.

В районах месторождений (Штокманское в Баренцевом море, Кравцовское в Балтийском море, Северное в Каспийском море) в качестве основного источника УВ в осадках рассматривается их просачивание из осадочной толщи и трансформация на границе вода-дно [2]. Подтверждает это заключение большая изменчивость концентраций УВ в осадках одного литологического типа на сравнительно небольшой исследуемой площади, отсутствие явной взаимосвязи между дисперсностью осадков и содержанием в них  $C_{орг}$  и УВ, а также распределение молекулярных маркеров в составе УВ. Микробиальная трансформация легко окисляемых высачивающихся УВ на границе вода-дно приводят к увеличению в поверхностном слое донных осадков низкомолекулярных алканов.

С глубиной захоронения, изменением вещественного состава и окислительно-восстановительной обстановки осадка происходит неравномерное изменение концентраций УВ, особенно резкое при переходе от верхнего окисленного к подповерхностному восстановленному слою. Обычно в этих слоях содержание УВ уменьшается даже быстрее, чем ОВ [2], и обусловлено изменением скоростей гидролитических и окислительно-восстановительных процессов в осадочной толще.

Таким образом, различия в содержании и составе УВ в воде, взвеси и донных осадках чаще всего происходят из-за интенсивной их трансформации при переходе из одной сферы в другую. Однако реконструировать исходный состав УВ донных осадков лишь с оценкой трансформационных процессов, так же как объяснять их изменения лишь за счет удаления от



берега в пелагиаль невозможно. Это связано с большими и быстро меняющимися по площади скоростями седиментации, а также близкой локализацией (часто совпадающей) различных источников УВ.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 14–05–00223), Совета по грантам Президента РФ и государственной поддержке ведущих научных школ (НШ-618.2012.5), программы 44 фундаментальных исследований Президиума РАН (проект седиментологические и биогеохимические исследования...) и гос. задания 0149-2014-0038 «Геолого-геохимическое исследование...».

#### Литература:

1. Лисицын А.П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер земли // Мировой океан Т.2. М.: Научн. мир, 2014. С.331–571.
2. Немировская И.А. Нефть в океане (загрязнение и природные потоки). М.: Научный мир. 2013. 432 с.
3. АМАР (Arctic Monitoring and Assessment Programme). *Chapter 4. Sources, Inputs and Concentrations of Petroleum Hydrocarbons, Polycyclic Aromatic Hydrocarbons, and other Contaminants Related to Oil and Gas Activities in the Arctic.* Oslo: АМАР, 2007. 87 p.

## **ОСАДОЧНЫЕ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ПЕРЕХОДНЫХ ГОРИЗОНТОВ ВЕНДА-НИЖНЕГО КЕМБРИЯ ЛУЖСКО-ЛАДОЖСКОЙ МОНОКЛИНАЛИ: ЛИТОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ВОЗРАСТ ИСТОЧНИКОВ В.Н.Подковыров<sup>1</sup>, В.Б.Ершова<sup>2</sup>, В.П.Ковач<sup>1</sup>, Т.Ф.Зингер<sup>1</sup>, А.С. Яновский<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>ИГГД РАН, Санкт-Петербург, e-mail: vpodk@mail.ru

<sup>2</sup>СПбГУ, Санкт-Петербург, e-mail: v.ershova@spbu.ru

<sup>3</sup>АО ПКГЭ, «Росгеология», Санкт-Петербург, e-mail: pkge@rusgeology.ru

Изучена литологические и геохимические особенности пограничных отложений верхнего венда-нижнего кембрия севера Лужско-Ладужской моноклинали окрестностей г. С-Петербурга. Приведены первые результаты U-Pb датирования обломочных цирконов песчаников котлинского горизонта и оценки Sm-Nd возраста протолитов осадков. Полученные данные подтверждают существующие представления о достаточно длительном существовании основного источника осадков — кор выветривания фундамента Балтийского щита и смене геометрии бассейнов и источников сноса Балтики только в начале нижнего кембрия.

Изучены литологические и геохимические особенности отдельных разрезов отложений верхнего венда-нижнего кембрия севера Лужско-Ладужской моноклинали запада Московской синеклизы (р-он г. С.-Петербурга и южного Приладожья). Отложения редкинское и котлинское горизонтов верхнего венда на данной территории включают старорусскую и василеостровскую свиты, разделенные регионально выраженным несогласием, совпадающим с поверхностью максимальной регрессии в основании василеостровской свиты [4]. Переход

от вендских отложений к кембрийским в р-не г. Санкт-Петербурга, согласно схеме Ильменской серии листов [Яновский, 1994г] и западнее, в разрезах Эстонии характеризуется стратиграфическим перерывом в основании кембрийской толщи [2,6].

Старорусская свита (до 45-50 м) сложена пестроцветными алевроаргиллитами с прослоями и пачками олигомиктовых песчаников и алевролитов. Свита включает отложения трансгрессивного тракта нижней подсвиты и регрессивного – верхней, формировавшихся в мелководных обстановках конусов выноса и зон слабых течений и волнений. Василеостровская свита в нижней части (до 20 м, гдовские слои) сложена пестроцветными алевроаргиллитами с прослоями серых слюдистых песчаников. Верхняя подсвита (до 140 м) в разрезах г. Санкт-Петербурга представлена монотонной последовательностью зеленовато-серых ламинаритовых аргиллитов с горизонтальной и волнистой слоистостью, часто сидеритоносных, включающей прослой серых олигомиктовых песчаников. Толща интерпретируется как трансгрессивный тракт мелководного морского бассейна со сменой супралиторальных лагунных фаций обстановками умеренно подвижного морского мелководья выше и ниже базиса штормовых волн. Регрессивный тракт котлинской последовательности, выделяемый на южном берегу Финского залива в верхнюю, воронковскую свиту (приустьевая часть р. Воронки, р. Бол. Ижора и др.) варьирующей по мощности (10-20 м) толщиной голубовато- и зеленовато-серых алевритистых глин с характерными прослоями ожелезненных глинистых алевролитов с интракластами слаболитифицированных алевропесчаников — корок взламывания [1], указывающих на крайне мелководные обстановки осадконакопления и эпизодическую субаэральную экспозицию пород. Этому же стратиграфическому уровню, возможно соответствует часть осадочной последовательности котлинских отложений скважины Коровье №8 (р. Сясь) в интервале глубин 232-217 м.

Граница между отложениями венда и кембрия выражена различно. На северо-западе Ленинградской области песчано-алевролитовые отложения ломоносовской свиты нижнего кембрия залегают непосредственно на ламинаритовых глинах котлинского горизонта. В разрезах южной и восточной (рр. Сясь, Паша и др.) частей территории наблюдается постепенный и переход от песчаных глин в верхней (воронковской) части разреза котлинского горизонта к песчаникам ломоносовской свиты и граница свит принимается условно. Ломоносовская свита сложена неравномерным переслаиванием зеленовато-серых пластичных алевроаргиллитов (глин) и песчаников, распространенных в нижней части свиты. Песчаники олигомиктовые до кварцевых, с примесью калиевого полевого шпата, обломочных слюд, глауконита и примазками глинистого вещества. Глины каолинит-гидрослюдистые, песчано-алевролитистые, с примесью полевых шпатов, слюд и тонкозернистого пирита по плоскостям

напластования.

Проведенное изучение литогеохимических характеристик алевроаргиллитов и песчаников позволило получить количественную информацию о характере выветривания на палеоводосборах и оценить особенности их изменения во времени. 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, что типично для глин каолинит-гидролюдистых платформенных кор химического выветривания теплого гумидного климата. Для старорусской и нижней половины василеостровской свиты наблюдается направленное возрастание величины  $K_2O/Al_2O_3$  от  $\sim 0.15$  до  $\sim 0.23$  и последующее незначительное снижением до  $\sim 0.21$  в глинах кровли свиты. В этих же пределах (0.16-0.21) варьируют величины  $K_2O/Al_2O_3$  для глинистых пород ломоносовской свиты. Вариации геохимических индикаторов состава пород на палеоводосборах (Th/Cr, Th/Sc, LaN/YbN) указывают на формирование глинистого вещества осадков как верхнего венда, так и кембрийской ломоносовской свиты за счет размыва зрелой континентальной коры преимущественно гранитоидного состава. Для бассейнов седиментации и верхнего венда и раннего венда, судя по геохимическим параметрам ( $V/Cr=1,4-2,2$ ;  $Ni/Co=0,9-2,7$ ) были характерны окисные и, реже (ламинаритовые глины с сидеритом) - дисокисные обстановки.

Полученные предварительные результаты морфологического и изотопного (U-Pb, La-абляция) изучения обломочных цирконов котлинского горизонта показали, что основным источником осадков являются породы фундамента Балтийского щита в широком возрастном диапазоне от 2.8 до 1.5 млрд. лет. Цирконы из нижней части осадочной последовательности венда-кембрия, скв. Коровино (глубины 260-232 м. - серые алевроаргиллиты с прослоями алевролитов) представлены мелкими зернами неправильной и полуокруглой, формы. Цирконы выделенные из прослоях рыхлых каолинизированных песчаников (обр. 8-16 интервал 231,8-232,2 м) резко контрастируют с популяциями цирконов подстилающих пород. Среди них преобладают субидиоморфные призматические прозрачные зерна, для которых, на фоне преобладания значений характерных для пород фундамента Балтийского щита, выявлена значительная популяция зерен с возрастом около 600 млн. лет и 535 млн. лет. Цирконы с возрастом около 600 млн. лет вполне вероятно могут быть сопоставлены с источниками тиманского орогена на СВ Русской платформы [5]. Полученные Sm-Nd изотопные данные для алевроаргиллитов котлинского горизонта свидетельствуют о раннепротерозойском возрасте протолитов осадков, не моложе 1,7 млрд. лет. Появление цирконов с возрастом около 535 млн. лет, отвечающих нижнему кембрию (фурунгию), ставит вопрос об их источнике и требует дальнейшего согласования с биостратиграфическими данными по разрезам. Полученные данные подтверждают существующие представления о достаточно резкой смене геометрии

бассейнов и источников сноса Балтики в начале нижнего кембрия [2,5,6], но длительном существовании основного источника осадков — кор выветривания фундамента Балтийского щита, с появлением новых источников вероятно только уже в нижнем кембрии. Исследование поддержано грантом РФФИ 14-05-00415.

#### Литература:

1. Гаген-Торн О.Я. Строение пограничных вендско-кембрийских отложений глинтаевой области южного берега Финского залива. Палеозой России. Мат-лы II Всерос. совещания 24-28 сентября 2012 г. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012. С. 58-60.
2. Менс К.А., Пиррус Э.А. О стратиграфии пограничных слоев венда и кембрия на северо-западе Русской платформы. Изв. АН СССР. Сер. геол. № 11. 1971. С. 93–103.
3. Пиррус Э.А. Основные процессы аутигенного минералообразования в терригенных отложениях венда и кембрия Северной Прибалтики. Аутигенные минералы терригенных отложений Прибалтики. Таллин: Ин-т геол. АН ЭССР, 1981. С. 5–21.
4. Подковыров В.Н. Литологические и геохимические тренды в верхневендских осадочных последовательностях запада Московской синеклизы. Актуальные вопросы литологии. Мат-лы 8-го Уральского литологического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 246-247.
5. Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Belousova E.A., O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Geochronological, geochemical and isotopic study of detrital zircon suites from late Neoproterozoic clastic strata along the NE margin of the East European Craton: implications for plate tectonic models. Gondwana Research. 2010. V. 17. P. 583–601.
6. Mens, K., Pirrus, E. Cambrian. In: Geology and Mineral Resources of Estonia (Raukas A., Teedum A., eds). Tallinn: Estonian Academy Publishers. 1997. P. 39-51.

## ПИТАЮЩИЕ ПРОВИНЦИИ ДЛЯ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ И НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ТОЛЩ СЕВЕРО-ВОСТОКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ВЕП)

Т.В. Романюк<sup>1,2</sup>, Н.Б. Кузнецов<sup>1,2,3</sup>, Е.А. Белоусова<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, e-mail: t.romanyuk@mail.ru

<sup>2</sup>Российский Университет Нефти и Газа им. И.М. Губкина, Москва, Россия,

<sup>3</sup>Геологический Институт РАН, Москва, e-mail: kouznikbor@mail.ru

<sup>4</sup>Центр GEMOC, Университет Маквори, Сидней, e-mail: ebelouso@els.mq.edu.au

Представлены результаты изучения детритных цирконов из нижнекембрийской брусковской свиты по методике «TerraneChron™», которые подразумевают, что в нижнем кембрии в Мезенский бассейн попал детрит не только из ближних регионов ВЕП, но также был существенный привнос материала из какого-то в конечном счете очень удаленного источника(ов).

Детритные цирконы (dZr) из песчаников нижнекембрийской брусковской свиты Мезенского бассейна (новые результаты) и нижнепротерозойской джежимской свиты Южного Тимана [1] были изучены по методике «TerraneChron™» [2, 3], включающей: 1) U–

Pb датирование dZr; 2) изучение изотопной Lu/Hf системы dZr, позволяющее оценить коровый модельный возраст коры  $T_{DM}^C$  (оценивающий возраст «материнской» магмы, из которой кристаллизовался dZr, выплавленной из «средней» континентальной коры с  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.015$ , изначально выведенной из деплетированной мантии) и  $\epsilon_{\text{Hf}}$  (положительные величины  $\epsilon_{\text{Hf}}$  указывают на то, что материнскими по отношению к dZr были магматические породы мантийного происхождения, отрицательные величины  $\epsilon_{\text{Hf}}$  указывают на участие древнего корового материала в субстрате, при плавлении которого сформировались материнские магмы); 3) определение содержания элементов-примесей в dZr, позволяющее статистически оценивать тип пород источников dZr (с помощью программы CART2000 среди пород-источников проанализированных dZr выделены следующие типы пород: «диориты», т.е. породы с относительно низкими (менее 65%) содержаниями  $\text{SiO}_2$  (андезиты, андезидациты, тоналиты, гранодиориты, диориты и т.п.); «граниты», т.е. гранитоиды с относительно высоким (более 65%) содержанием  $\text{SiO}_2$ ; «базиты», т.е. породы основного состава; «сиениты» – сиениты).

Сопоставление всех трех характеристик изученных dZr из брусовской свиты (седиментационный возраст около 540 млн лет) (Рисунок 1 (А)) и джежимской свиты (седиментационный возраст около 1 млрд лет) (Рисунок 1 (Б)) показывает, что детритный материал аккумулировавшийся в этих двух толщах, существенно различен.

В соответствии с имеющимися палеотектоническими реконструкциями в позднем мезоPR и во время накопления джежимской свиты, северо-восточная периферия Балтики (докембрийский остов ВЕП) была либо пассивной окраиной суперконтинента Родинии, либо осадочным бассейном внутри него. Песчаники джежимской свиты содержат многочисленные палеоPR dZr (Рисунок 1 (Б)), значительная часть которых имеет ювенильные Hf-изотопные признаки ( $\epsilon_{\text{Hf}} > 0$ ). Наиболее вероятно, что эти dZr выведены из палеоPR коллизионных орогенов (Кола-Лапландский, Средне-Русский и др.), сутурировавших AR протократоны Кола, Карелия, Сарматия и Волга-Уралия. Реликты этих протократонов и орогенов в настоящее время слагают фундамент ВЕП. Содержания элементов-примесей в dZr показывают, что dZr выведены из разнообразных пород, среди которых статистически доминируют «граниты» (продукты переплавления коры в коллизионных зонах). «Диоритовые» цирконы с ювенильными Hf признаками ( $\epsilon_{\text{Hf}} > 0$ ) могли происходить из палеоPR островодужных комплексов, вовлеченных в строение коллизионных зон. Оценки  $T_{DM}^C$  для палеоPR dZr с  $\epsilon_{\text{Hf}} < 0$  варьируют от ~3.0 до 2.5 млрд лет, что хорошо соответствует типичным возрастам комплексов AR протократонов ВЕП. Ассамблирование Родинии в интервале времени ~1.3–0.9 млрд. лет (грэнвильская/свеко-норвежская орогения) и внутриплинные магматические/метаморфические события, имевшие место в пределах ВЕП,

фактически не представлены в джежимских песчаниках. Это означает, что главными источниками детрита для джежимской свиты были ближние к бассейну AR и палеоPR комплексы северо-восточной части Балтийского щита и центральных областей ВЕП, и только минимальная часть детрита была выведена из мезоPR комплексов, располагавшихся в удаленных частях Родинии.

В противоположность этому, в песчаниках брусовской свиты (Рис.А), которая аккумулировалась на пассивной окраине Балтики на ~400 млн лет позже джежимской свиты, палеоPR dZr очень редки и среди них совсем нет ювенильных зерен ( $\epsilon_{\text{Hf}} > 0$ ). В брусовских песчаниках dZr практически полностью представлены зернами, которые по содержанию элементов-примесей типичны для «диоритов». И только два зерна классифицированы как «сиенитовые» и два как «гранитные». Многочисленные мезоPR dZr в равной степени представлены зернами с «мантийными» ( $\epsilon_{\text{Hf}} > 0$ ) и «коровыми» ( $\epsilon_{\text{Hf}} < 0$ ) Hf признаками. МезоPR «диоритовые» ювенильные цирконы были выведены из магматических пород, сформированных в вулканических дугах, а не во внутриплитных обстановках. Маловероятно, что мезоPR dZr с изотопно-зрелыми (коровыми) характеристиками выведены из комплексов, сформированных в ходе внутри-Балтийских коровых событий, так как их типичные  $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$  2.5–2.0 млрд лет, в то время как для AR протократонов Балтики характерны возрасты 3.0–2.5 млрд лет. Все это позволяет предполагать, что источником для мезоPR dZr наиболее вероятно были мезоPR орогены, сутурировавшие Родинию. Это подразумевает, что в брусовскую свиту попадал детрит не только из ближних регионов ВЕП, но также был существенный привнос материала из какого-то в конечном счете очень удаленного источника(ов).

Исследования выполнены при финансовой поддержке Минобрнауки РФ – договор № 14.Z50.31.0017 (ИФЗ РАН) и грант 2330 (РГУ им. И.М.Губкина). Обработка аналитических данных и материалов публикации подготовлена при поддержке РНФ (грант 14-27-00058, ГИН РАН).

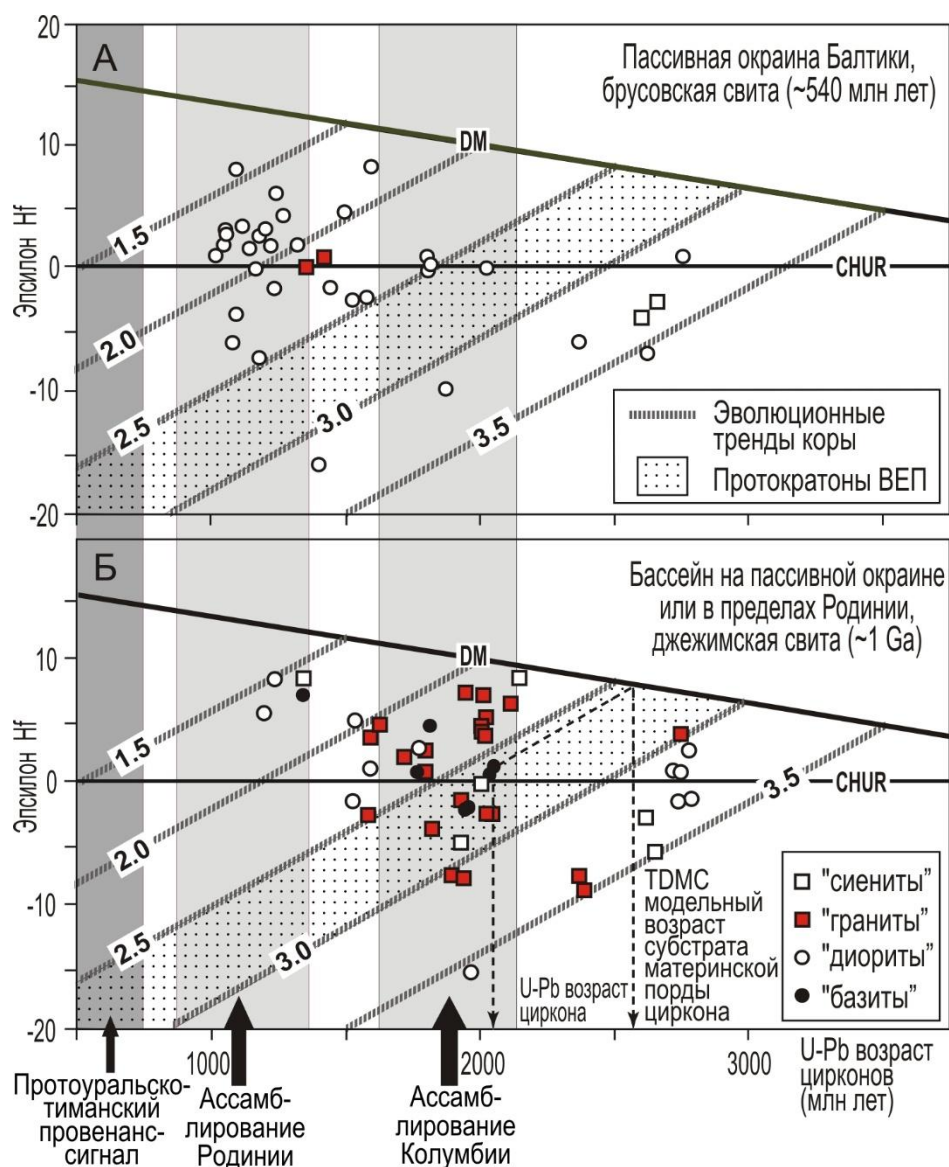


Рисунок 1 - Результаты комплексного изучения (по методике «TerraneChron™») детритных цирконов из песчаников нижнекембрийской брусовской свиты Мезенского бассейна (А) и нижне-неопротерозойской джежимской свиты Южного Тимана (Б)

#### Литература:

1. Кузнецов Н.Б., Натанов Л.М., Белоусова Е.А., О'Рейли С.Ю., Гриффин В.Л. Первые результаты U/Pb датирования и изотопно-геохимического изучения детритных цирконов из позднекембрийских песчаников Южного Тимана (увал Джежим-Парма) // ДАН. 2010. Т. 435. № 6. С. 798-805.
2. 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, 52p.
3. Griffin W.L., Belousova E.A., Shee S.R., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U–Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons: Precambrian Research, 2004. v. 131, p. 231–282. DOI: 10.1016/j.precamres.2003.12.011.

# ПАЛЕОБАТИМЕТРИЯ ВЕРХНЕЮРСКОЙ КАРБОНАТНОЙ ПЛАТФОРМЫ ГОРНОГО КРЫМА ПО ДАННЫМ $\delta^{18}\text{O}$

С.В.Рудько<sup>1</sup>, Б.Г.Покровский<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ГИН РАН, Москва, e-mail: svrudko@gmail.com

<sup>2</sup>ГИН РАН, Москва, e-mail: pokrov@ginras.ru

Получены данные об изотопном составе кислорода верхнеюрских известняков Горного Крыма. Для изотопно-геохимических исследований отобраны образцы с наименьшим содержанием Fe и Mn. В 49 избранных образцах геохимические показатели Mn/Sr и Fe/Sr не проявляют корреляции с  $\delta^{18}\text{O}$ , что указывает на сохранность изотопной системы. С целью тестирования палеобатиметрической модели верхнеюрской карбонатной платформы Горного Крыма результаты измерения  $\delta^{18}\text{O}$  сопоставлены с обстановками установленными путем седиментологических исследований. Выделено две группы микрофациальных типов известняков, которые характеризуются систематически различными показателями  $\delta^{18}\text{O}$ : мелководные ( $\delta^{18}\text{O}$  -2.9 - 0.1) и глубоководные ( $\delta^{18}\text{O}$  -0.5 - 1.3). Данные о составе  $\delta^{18}\text{O}$  в изученных известняках наилучшим образом согласуются с моделью строения карбонатной платформы в виде ступенчатого рампа, для которого характерно наличие бровки шельфа на умеренной глубине и склона во внешней части.

Экосистема рифов и фациальная зональность позднеюрских карбонатных платформ отличались от современных и остаются не вполне ясными. Имеющаяся информация основана практически исключительно на литологических исследованиях [1], в то время как изучение  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  позволяет обсуждать некоторые аспекты среды седиментации, тестировать палеогеографические реконструкции. При условии равновесного с водой осаждения карбонатов и сохранности изотопного сигнала более высокие значения  $\delta^{18}\text{O}$  соответствуют более низкой температуре. Наличие хорошо проявленной температурной стратификации вод в тепловодных окраинных морях океана Тетис в верхнеюрское время не вызывает сомнений, и это позволяет рассмотреть данные  $\delta^{18}\text{O}$  как источник палеобатиметрической информации. С целью тестирования батиметрии профиля верхнеюрской карбонатной платформы Горного Крыма проведено сопоставление седиментологической интерпретации обстановок формирования и показателей  $\delta^{18}\text{O}$  в 49 образцах известняков Южного борта Байдарской долины (ЮББК) и Плато Демерджи (ПД).

Образцы изученные на предмет изотопно-геохимической характеристики соответствуют широкому спектру обстановок седиментации. Выделено 12 микрофациальных типов (MT), которые в совокупности характеризуют различные фациальные зоны карбонатной платформы. Отложения фациальной зоны внутренней части карбонатной платформы охарактеризованы онкоидными флоатстоунами (MT 12), грейнстоунами с покрытыми зернами и ооидами (MT 11), пелоидными вакстоунами (MT 10), биокластическими пак-флоатстоунами (MT 9), микробиально-водорослевыми биндстоунами с ассоциацией *Lithocodium-Bacinella* (MT 7). Фациальная зона рифов бровки платформы представлена



биогермами образованными смешанной ассоциацией рифостроителей – губково-кораллово-микробиальными баундстоунами (МТ 6), а также микроболитами. Последние подразделяются на две группы - мелководные микроболиты с ассоциацией инкрустаторов (обычно *Bacinella* и *Thomatoporella*, *Koskinobulina socialis*) (МТ 7) и глубоководные - тромболиты инкрустированные *Crescentiella* и терребеллидами (МТ 5). В тесной ассоциации с рифовыми комплексами находятся интракластовые флоатстоуны и рудстоуны (МТ 8), которые выполняли межрифовое пространство и участвовали в осадконакоплении на склоне карбонатной платформы. Отложения склона и его подножья включают мелкозернистые и грубозернистые предрифовые шлейфы, представленные грейнстоунами (МТ 3), рудстоунами (МТ 4) и карбонатными брекчиями, которые преимущественно состоят из обломков известняков ФЗ рифов.

Изменяясь от -2.9 до 1.3 ‰ относительно PDB, измеренные в известняках отношения  $\delta^{18}\text{O}$  лежат в области нормальных морских значений, характерных как для современных, так и древних морских карбонатных осадков [2]. Геохимические показатели оценки постседиментационного преобразования пород Mn/Sr и Fe/Sr не проявляют корреляции с измеренными  $\delta^{18}\text{O}$ , что свидетельствует в пользу отсутствия значимых диагенетических нарушений изотопной системы в известняках.

Наблюдая вариации значений  $\delta^{18}\text{O}$  изученные верхнеюрские карбонатные породы ЮБК и ПД можно разделить на 2 группы: I ( $\delta^{18}\text{O}$  -2.9 - 0.1) - мелководные отложения внутренней части и бровки карбонатной платформы (МТ 12, 11, 10, 9, 7, 6); II ( $\delta^{18}\text{O}$  -0.5 - 1.3) – отложения, которые могли накапливаться на умеренных (МТ 10, 9) и значительных глубинах в пределах склона и подножья карбонатной платформы (МТ 8, 5, 4, 3). Однако в составе известняковых брекчий встречаются обломки мелководных известняков, которые характеризуются относительно высокими значениями  $\delta^{18}\text{O}$  (МТ 12, 7 = 1.1 ‰), что можно объяснить частичной цементацией и перекристаллизацией этих обломков на глубине. Проведенный анализ подтверждает представления о различных глубинах формирования верхнеюрских известняков Горного Крыма. Важным результатом является подтверждение глубоководности тромболитовых рифов (МТ 5) так как эти образования не имеют современных аналогов. Относительно тяжелый изотопный состав кислорода в тромболитовых известняках, и биокластических осадках зарифовой и межрифовой части шельфа (МТ 10, 9, 8) служит косвенным подтверждением конфигурации карбонатной платформы в виде ступенчатого рампа, бровка которого располагалась на умеренной глубине.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 15-05-08767).

1. *Leinfelder R., Schmid D.U., Nose M., Werner W.* Jurassic reef patterns – the expression of a changing globe. SEPM Spec. Publ. Phanerozoic Reef Patterns. 2002. V. 72. P. 465–520

2. *Hudson J. D.* Stable isotopes and limestone lithification. Journal of the Geological Society. 1977. V. 133. № 6. P. 637-660.

## ОБ УСЛОВИЯХ НАКОПЛЕНИЯ ОЗЁРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В МИОЦЕНЕ И КВАРТЕРЕ В ПРИФАСОВОЙ ЧАСТИ ПРЕДАЛТАЙСКОЙ РАВНИНЫ

Г.Г. Русанов

ОАО «ГАЭ», АГАО, Бийск, e-mail: rusgennadij@mail.ru

В прифасовой части Предалтайской равнины в разрезах неоген-четвертичных отложений, вскрытых скважинами, установлены верхнеэоценовые, эоценовые и верхнемиоценовые озёрные толщи. Первые накапливались в условиях холодного влажного климата последнего оледенения. Вторые – в бессточном водоёме в аридных условиях умеренного климата с его кратковременными осцилляциями в сторону повышенного увлажнения. Третьи – в бессточном солончатом озере с неустойчивым режимом в условиях тёплого семиаридного климата, сменявшегося периодом повышенной увлажнённости и изменения режима водоёма.

На междуречье Чарыша и Локтевки после выхода их на Предалтайскую равнину в 2012 г. пробурено пять картировочных скважин на удалении от 1,6 до 7,5 км от фаса Алтая, вскрывших близкие по литологическому составу, генезису и строению разрезы неоген-четвертичных отложений мощностью от 60 до 98 м. Особый интерес в этих разрезах представляют отложения озёрного генезиса позднеэоценового, эоценового и позднемиоценового возраста, минералогические и геохимические особенности которых позволяют реконструировать условия осадконакопления.

**Верхнеэоценовые озёрные отложения** мощностью от 6,3 м до 13,7 м представленные переслаиванием желтовато-серых, серых, зеленовато- и голубовато-серых тонкослоистых глин и алевроитов с прослоями песков, вскрыты скважинами на глубинах от 8,8 до 9,9 м под аллювием первой надпойменной террасы. Глины гидрослюдистые с примесью кварца, полевых шпатов и кальцита. Постоянное наличие в тяжелой фракции озёрных отложений аутигенных марказита и пирита, повышенные содержания FeO (2,53 %), и пониженные Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (3,5 %), MnO (0,05 %), CaO (3,2 %), свидетельствуют об осадконакоплении в условиях восстановительной среды и сероводородного заражения. Повышенные содержания SiO<sub>2</sub> (66,22 %), K<sub>2</sub>O (2,09 %), Na<sub>2</sub>O (1,92 %) и пониженные значения Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (11,55 %) и TiO<sub>2</sub> (0,70 %) отражают холодный климат времени осадконакопления. Кроме того, в них потери при прокаливании (6,26 %) существенно ниже 15 %. Это, в свою очередь, позволяет отнести их к минеральным осадкам с включениями органического материала, накапливавшимся в

условиях холодного климата, многолетней мерзлоты и перигляциальных ландшафтов [3]. Точно такие же отложения и на тех же глубинах в этом районе вскрыты в береговых обнажениях Локтевки и Чарыша, где содержат позднеплейстоценовые ископаемые остатки мамонтовой фауны, и датированы по радиоуглероду в  $16420 \pm 150$  лет (СОАН-8882) и  $25715 \pm 205$  лет (СОАН-8884) соответственно [2], отвечая времени последнего (сартанского) оледенения.

**Эоплейстоценовые озёрные отложения кочковской свиты** мощностью от 25,2 м до 37,3 м, кровля которых вскрыта скважинами на глубинах 30,2–34,5 м, представлены преимущественно серыми, коричневато-серыми, буровато- и светло-коричневыми глинами с тонкими (до 0,5 м) прослоями зеленоватых глин, желтовато- и светло-коричневых мелкозернистых песков, и светло-коричневых алевролитов. Глинистые прослои кочковской свиты гидрослюдистые с кварцем, кальцитом, полевыми шпатами, хлоритом и, иногда, вероятно, с незначительной примесью монтмориллонита. Светло- и буровато-коричневые глины характеризуются пониженными значениями (%)  $\text{SiO}_2$  (51,87–54,66),  $\text{TiO}_2$  (0,72–0,74),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (14,16–14,73), накоплением подвижных окислов  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (5,27–6,25),  $\text{MnO}$  (0,11–0,12),  $\text{MgO}$  (2,23–2,45),  $\text{CaO}$  (6,88–6,95),  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,72–0,87),  $\text{K}_2\text{O}$  (2,45–2,55), высокими потерями при прокаливании (12,50–13,01), и наличием аутигенного лимонита.

Всё это может свидетельствовать об аккумуляции светло- и буровато-коричневых глин кочковской свиты в бессточном водоёме с неустойчивым гидрологическим режимом, воды которого отличались повышенной минерализацией, жёсткостью и щёлочностью, а их гидрослюдистый состав может свидетельствовать о значительном изменении эоплейстоценового климата в сторону похолодания, по сравнению с миоценом. Кроме того, достаточно высокие содержания  $\text{CaO}$  по разрезу свиты, могут указывать на аридность климата во время её накопления. Спорово-пыльцевые спектры из этих глин, выделенные И.В. Хазиной, и отнесённые к плиоцен-четвертичному времени, отражают сухостепную растительность плакоров с небольшими лесками по берегам водоёмов, состоящих из сосны, берёзы и ивы. В то же время прослои зеленоватых глин, содержащие аутигенный пирит, очевидно, накапливались в периоды кратковременных климатических осцилляций в сторону повышенного увлажнения и изменения режима водоёмов.

**Верхнемиоценовые озёрные отложения павлодарской свиты** мощностью от 11,7 до 18,2 м, кровля которых вскрыта скважинами на глубинах от 39 до 64 м, представлены переслаиванием светло-, тёмно- и буровато-коричневых глин с карбонатными конкрециями, и прослоем (до 5 м) в верхней части тёмно-серых с синеватым оттенком, местами почти чёрных глинистых алевролитов. Коричневые глины павлодарской свиты монтмориллонитовые с небольшим количеством кварца, кальцита, хлорита и полевого шпата. Для этих глин

характерны несколько повышенные содержания (%) Mn (0,1), Zn (0,01), V (0,01), B (0,006) и пониженные – Ga (0,001), что свидетельствует об их накоплении в солончатоводных условиях. Коричневые глины характеризуются следующим химическим составом (%): SiO<sub>2</sub> (50,09–53,53), TiO<sub>2</sub> (0,74–0,81), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (14,71–16,13), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (6,70–7,89), MnO (0,06–0,08), MgO (2,00–2,47), CaO (2,47–6,79), Na<sub>2</sub>O (0,22–0,30), K<sub>2</sub>O (1,33–1,85), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,07–0,09), SO<sub>3</sub> (0,06–0,12), ппп (13,75–16,51). Всё вышесказанное, свидетельствует, по нашему мнению, о довольно тёплом семиаридном климате и осадконакоплении в условиях господства окислительной среды в водоёме с неустойчивым гидрологическим режимом, возможно, периодически пересыхавшем.

Тёмно-серые глинистые алевриты накапливались в несколько иных условиях. Они отличаются от глин по содержанию породообразующих окислов (%): SiO<sub>2</sub> (64,11), TiO<sub>2</sub> (0,86), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (15,07), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (5,99), MnO (0,06), MgO (1,93), CaO (1,34), Na<sub>2</sub>O (1,52), K<sub>2</sub>O (2,23), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,09), SO<sub>3</sub> (0,18), ппп (7,28). Глинистая фракция в них, хотя и монтмориллонитовая, но со смешанно-слойными монтмориллонит-хлоритом, кварцем, наибольшим количеством кальцита и полевого шпата. Наличие смешанно-слойных монтмориллонит-хлорита, вероятно, свидетельствует об изменении климатической обстановки в сторону увеличения влажности в период накопления этого слоя, которое происходило в восстановительной среде постоянного не пересыхавшего водоёма, на что указывает и цвет этих отложений. На это же указывают и спорово-пыльцевые спектры из тёмно-серых глинистых алевритов, отнесённые И.В. Хазиной к среднему – позднему миоцену. Они отражают развитие хвойных лесов с примесью широколиственных пород. Постоянное и довольно значительное (7,73–13,8 %) наличие в них пыльцы разнообразных умеренно теплолюбивых широколиственных пород, а также тсуги (1,09–2,34 %), может свидетельствовать о среднеянварских температурах не ниже -12 °С, среднегодовых температурах не ниже +3 °С и годовом количестве осадков не менее 600 мм [1]. По нашему мнению, разрез павлодарской свиты, вскрытый скважинами на междуречье Чарыша и Локтевки, представлен самой нижней её частью, сохранившейся от размыва.

При этом резкий эрозионный контакт между эоплейстоценовой кочковской и верхнемиоценовой павлодарской свитами свидетельствует о глубоком размыве последней, стратиграфическом несогласии, и длительном перерыве в осадконакоплении.

#### Литература:

1. Безрукова Е.В., Кулагина Н.В., Летунова П.П., Шестакова О.Н. Направленность изменений растительности и климата Байкальского региона за последние 5 миллионов лет (по данным палинологического исследования осадков озера Байкал) // Геология и геофизика, 1999, т. 40, № 5. С. 739–749.

2. Русанов Г.Г. Верхнеплейстоценовые озёрные отложения в долинах Алей-Чарышского междуречья на Предальтайской равнине // Геология и полезные ископаемые четвертичных отложений. – Минск: «Цифровая

печать», 2014, ч. I. – С. 77–79.

3. Шеремецкая Е.Д., Борисова О.К., Панин А.В. Динамика послеледникового выравнивания рельефа междуречий в краевой зоне Московского оледенения (на примере бассейна р. Протвы) // Геоморфология, 2012, № 1. С. 92–106.

## **СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ НА ГРЯДЕ ЧЕРНЫШЁВА А. Н. Сандула**

*ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, e-mail: sandula@geo.komisc.ru*

*ИЕН ФБГОУ ВО СГУ им. Питирима Сорокина, Сыктывкар*

В истории среднекаменноугольного осадконакопления на гряды Чернышёва можно выделить четыре этапа: косогорско-аскынбашский, ташастинский, асатаусско-каширский и подольско-мячковский. Условия седиментации значительно отличается от тех, что господствовали в бассейне верхней Печоры, но имеют схожие черты с теми, что были развиты в бассейне р. Щугер. Особенно это хорошо заметно на нижнебашкирском и заключительном (верхнемосковском) этапах. По всей видимости, различия и схожесть эволюций осадконакопления зависят не только от принадлежности территории бассейна седиментации к той или иной тектонической структуре, но и ее взаимоотношениями со структурами сопредельных областей.

На северо-восточном ограничении Восточно-Европейской платформы (территория Печорского Урала) в виду неоднородности фундамента эволюция осадконакопления была многообразной. Эти различия нами были установлены при сопоставлении историй геологического развития территорий бассейнов верхней Печоры и Щугера [1]. Было сделано предположение, что различия эволюции осадконакопления в этих районах в какой-то мере зависят от их приуроченности к элементам тектонического строения современного структурного плана [1]. Чтобы проверить эту гипотезу, нами были изучены отложения среднего карбона на гряде Чернышёва, где они развиты практически по всей территории и не установлены лишь в самых северных ее разрезах, которые венчаются окским надгоризонтом. Здесь в башкирской толще отмечаются значительные фациальные различия между восточным (вангырским) и западным (сынинским) типами разрезов. Граница между которыми проходит субмеридионально по междуречью рек Вангыр и Б. Сыня на юге, через верховье М. Сыни и среднее течение р. Кымбажью к бассейну р. Б. Сарьюга на севере [2].

Проведенные нами исследования среднекаменноугольных отложений в одном из наиболее представительных разрезов сынинского типа на р. Шарью (выходы Средних и Верхних ворот, обнажения в 1,5 км выше устья руч. Сортэмаэль) в совокупности с общеизвестными данными [2, 3, 4, 5 и др.] показывают, что в истории осадконакопления гряды

Чернышёва можно выделить четыре этапа: косогорско-аскынбашский, ташастинский, асатаусско-каширский и подольско-мячковский.

На первом этапе на востоке южной части гряды выделяется область, где в это время неоднократно возникали отмели и острова. Колебательные движения, характерные для башкирского времени многих районов, проявились в некоторой степени и на центральной части гряды. Свидетельством этого является ритмичность осадконакопления. Так, седиментационные циклы в нижнебашкирских отложениях соответствуют объёмам подъярусов, основания которых образованы осадками сильного мелководья (гравелиты, оолитовые известняки), а остальная часть — отложениями неритовой области сублиторали открытого шельфа. Обычно в их строении наблюдается чередование пачек мощностью до 5—6 м толстонапластованных биокластовых известняков и тонкоплитчатых карбонатов различного литологического состава (оолитовые, строматолитовые и пелитоморфные). Что могло быть обусловлено незначительными изменениями глубины морского бассейна в результате периодически повторявшимися тектоническими возмущениями на востоке гряды.

Кратковременная регрессия на границе нижнего и верхнего башкира [4] в отложениях центральной части гряды Чернышёва зафиксирована наличием в основании архангельского подъяруса мелкообломочных конгломератов, сочетающихся в разрезе с биокластовыми известняками. Установившиеся в последствии условия осадконакопления второго (ташастинского) этапа несколько отличаются от предыдущих. В первую очередь меняется характер ритмичности. Выделенные в данном стратиграфическом диапазоне седиментационные циклы имеют различную продолжительность, и в строения каждого из них наблюдается только однократная смена циклитов активных и пассивных гидродинамических режимов. Во-вторых, происходит постепенная смена литологического состава отложений: основными породообразующими компонентами в породах наряду с биокластовым материалом становятся остатки водорослей. Бентосная фауна была угнетена. В осадках этого времени отмечены лишь редкие створки брахиопод, одиночные веточки кораллов и небольшое количество фрагментов иглокожих.

На третьем этапе с наступлением асатауской эпохи установился стабильный тектонический режим, господствовавший вплоть до конца каширского века. На юго-востоке гряды Чернышёва в это время отлагались только биокластовые осадки и глинисто-шламовые илы, а в центральной области — остатки водорослей и микробиальных образований. Установившиеся условия были благоприятными для роста брахиопод и особенно кораллов, скопления которых время от времени формировали слои коралловых известняков.

Позднемосковское время (четвертый этап) ознаменовало собой обширную регрессию, в результате которой на большей части гряды Чернышёва отмечается перерыв

осадконакопления. Море сохранилось только на территории южной части района, где отлагались преимущественно биокластово-мшанковые породы. И только в районе бассейнов рек Войпемданы и Б. Сарьюга происходило формирование большого количества "гидрактиниоидных" биогермных образований [2]. Некоторое углубление бассейна произошло в мячковую эпоху. В результате была подтоплена территория бассейна р. Шарью, где вслед за мнашково-биоклатовыми породами была образована известняково-доломитовая толща.

Сравнительный анализ полученных результатов показывает, что история эволюции осадконакопления среднекаменноугольного времени гряды Чернышёва значительно отличается от той, что была выявлена нами в бассейне верхней Печоры, но имеет схожие черты с историей развития осадконакопления в бассейне р. Щугер. Особенно это хорошо заметно на нижнебашкирском и заключительном (верхнемосковском) этапах. По всей видимости, различия и схожесть эволюций осадконакопления зависят не только от принадлежности территории бассейна седиментации к той или иной тектонической структуре, но и ее взаимоотношениями со структурами сопредельных областей. Так, Верхнепечорское поперечное опускание в структурном плане принадлежит Западной структурной зоне Урала (ЗСЗУ), а гряда Чернышева, также как и территория бассейна среднего и нижнего течения р. Щугер, — Предуральскому краевому прогибу, и с востока ограничена структурами ЗСЗУ.

Исследования проведены при финансовой поддержке проекта "Литогенез осадочных толщ фанерозоя Тимано-Уральского региона" № 15-18-5-50 УрО РАН.

#### Литература:

1. Антошкина А. И., Салдин В. А., Сандула А. Н., Никулова Н. Ю., Пономаренко Е. С., Шеболкин Д. Н., Шадрин А. Н., Канева Н. А. Палеозойское осадконакопление на внешней зоне шельфа пассивной континентальной окраины северо-востока Европейской платформы. Сыктывкар: «Геопринт», 2011. 200 с.
2. Елисеев А.И. Стратиграфия и литология каменноугольных отложений гряды Чернышева. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 173 с.
3. Жемчугова В. А. Верхний палеозой Печорского нефтегаоносного бассейна (строение, условия образования, нефтегазоносность). Сыктывкар, 1998. 160 с.
4. Ларионова З. В., Богацкий В. И., Довжикова Е. Г. и др. Тимано-Печорский седиментационный бассейн (объяснительная записка к "Атласу геологических карт", 2000). \ Ухта: Изд-во ТП НИЦ, 2002. 122 с.
5. Черных В.А., Беляков Л.Н. Палеогеография башкирского века \ в кн. История геологического развития Северного Приуралья в палеозое и мезозое (объяснительная записка к Атласу литолого-палеогеографических карт). Л.: Изд-во "Наука", 1971. С. 48–53.

# ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ НИЖНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА ХОРЕЙВЕРСКОЙ ВПАДИНЫ

О.В. Сивальнева<sup>1</sup>, А.С. Рахматуллина<sup>2</sup>

<sup>1</sup>РГУ нефти и газа имени И.М.Губкина, Москва, e-mail: sivalneva.o@gubkin.ru

<sup>2</sup>РГУ нефти и газа имени И.М.Губкина, Москва, e-mail: rakhmatullina.a@gubkin.ru

На сегодняшний день не оставляет сомнений актуальность вопроса поиска и разведки объектов, содержащих запасы углеводородного сырья. Пополнение ресурсной базы связано не только с новыми источниками, но и с расширением и углублением работ по исследованию уже подтвержденных в продуктивности комплексов. Одним из таких комплексов является среднеордовикско-нижнедевонский карбонатный комплекс Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции.

В последние годы значительное внимание уделяется нижнедевонским отложениям указанного комплекса. В этих отложениях вскрыты и разрабатываются продуктивные интервалы на нескольких крупных месторождениях, приуроченных к Хорейверской впадине и Варандей-Адзвинской структурной зоне, а именно – Колвинское, им. Р. Требса и А.Титова, Перевозное, Тобойское, Мядсейское, Нядейское.

Установлено, что большинство ловушек в нижнедевонских отложениях являются литологическими и характеризуются сложным строением. Прогноз пространственного распределения пород-коллекторов в таких структурах требует комплексного подхода с использованием всех видов геолого-геофизических исследований. Значительное повышение эффективности прогноза обеспечивает создание литолого-фациальной модели отложений, учитывающей особенности тектонического строения района исследований.

Для нижнедевонских отложений северо-востока Хорейверской впадины установлена литолого-фациальная зональность мелководной шельфовой зоны морского бассейна, в которой происходило развитие обособленных биогермных построек.

Отложения характеризуются интенсивным развитием вторичных процессов – выщелачивания и трещинообразования, направленность которых определяется первичными текстурно-структурными особенностями пород.

Определено, что большую часть разреза нижнедевонских отложений составляют вторичные доломиты. На основании результатов литологических и петрофизических исследований установлено, что породы-коллекторы представлены доломитами, заместившими первичные биогермные водорослевые и водорослево-строматопоровые



известняки. Указанные типы известняков слагали биогермные постройки, которые подвергались промывке и выщелачиванию в период снижения относительного уровня моря. При этом биогермные постройки с водорослево-строматопоровым каркасом, по-видимому, развивались в наиболее мелководных зонах и обладали крупными первичными меж- и внутрикаркасными полостями, по которым произошло развитие каверн и пустот выщелачивания (Рисунок 1-2).

В результате циклостратиграфического анализа разрезов скважин выявлено, что нижнедевонские отложения характеризуются явно выраженной цикличностью и подразделяются в большинстве случаев на 4 основных седиментационных циклита. Нижние части циклитов, как правило, сложены глинистыми породами, верхние – доломитами по биогермным водорослевым и водорослево-строматопоровым известнякам. В некоторых случаях переход от глинистых нижних частей к относительно чистым верхним доломитам происходит через появление пород с тонкослоистыми (ламинитовыми) текстурами, что указывает на вероятность возникновения лагунных обстановок.



Рисунок 1 - Трещинно-кавернозный доломит по биогермному известняку.

Глубина отбора 3678,85 м

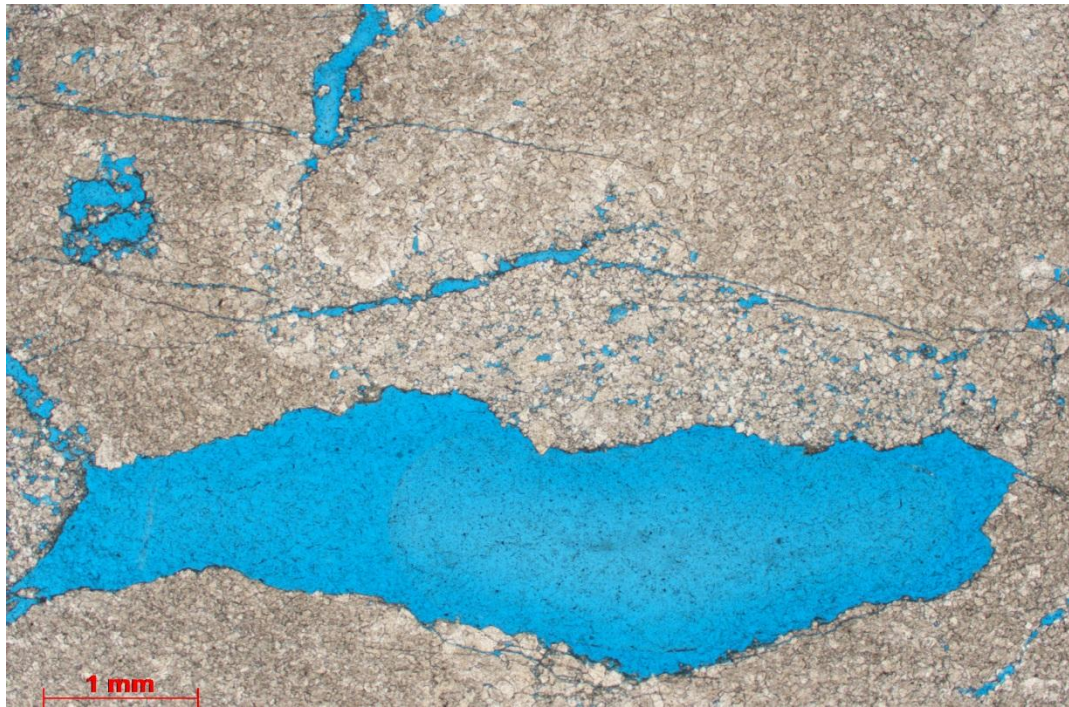


Рисунок 2 - Каверны выщелачивания в водорослево-строматопоровом каркасе. Глубина отбора 3678,85 м. Без анализатора

По результатам корреляции разрезов скважин установлено, что разрезы отличаются по количеству и толщинам выделенных циклитов (Рисунок 3). Основную роль в изменчивости облика циклитов играет наличие и толщина верхних частей, сложенных биогермными породами.

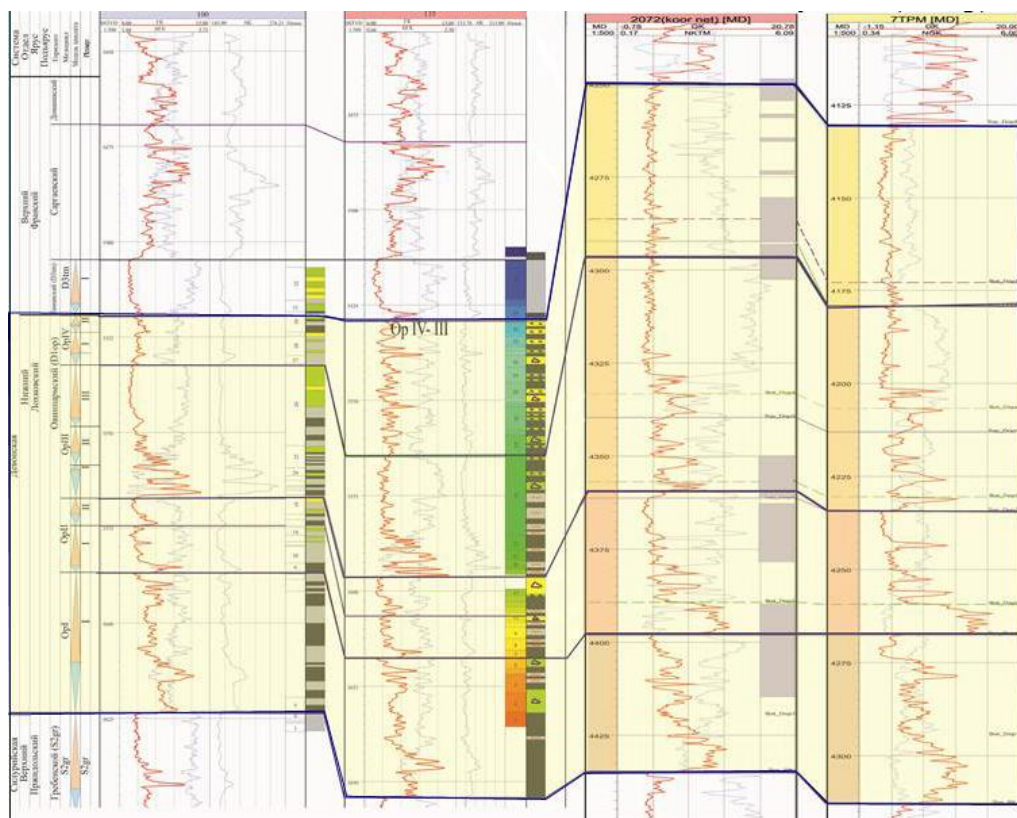


Рисунок 3 - Корреляция циклитов в нижнедевонских отложениях

Комплексный анализ литологических данных и данных ГИС позволил выделить на изучаемой территории три основные литолого-фациальные зоны: прибрежную, зону развития биогермных построек и зону относительно погруженной части мелководного шельфа.

Зоны характеризуются различными типами разрезов. В прибрежной зоне в большинстве случаев толщина отложений сокращается, иногда отсутствует выделенный в верхней части разреза 4-й циклит. Уменьшение в объеме отложений количества биогермных пород (водорослевых и водорослево-строматопоровых), а также частое чередование биогермных прослоев с глинистыми и тонкозернистыми доломитами позволяет предположить, что формирование отложений происходило в условиях прибрежного мелководья с частыми флуктуациями глубины зоны осадконакопления.

Зона развития биогермных построек характеризуется полным набором выделенных циклитов и увеличенными толщинами их верхних частей, сложенных доломитами по биогермным водорослевым и строматопорово-водорослевым известнякам.

В зоне относительно погруженной части мелководного шельфа наблюдается небольшое сокращение мощностей циклитов, за счет уменьшения в объеме отложений интервалов биогермных пород. В то же время биогермные породы не обладают значимым пустотным пространством, в большинстве случаев наблюдается полная цементация, отсутствие признаков процессов выщелачивания, а также появляется глинистая примесь в микрзернистой структуре водорослевого каркаса.

Дифференциация фациального состава циклитов определяется разломно-блоковой тектоникой региона, также границы распространения отдельных циклитов контролируются флексурно-разломными зонами, разграничивающими блоки фундамента и осадочного чехла.

На исследуемой территории закартированы четыре диагональных и одна меридионально-широтная взаимно-ортогональные системы линеаментов (рис. 4).

Ориентировка и тип линеаментов определяет в конечном счете конфигурацию структур блоков фундамента и осадочного чехла. Вероятно, крупные приповерхностные неоднородности должны в какой-то мере отражаться и в глубинном строении. На этом основании можно сделать предположение о связи наблюдаемых структур с глубокими уровнями, как осадочного чехла, так и фундамента. На основании комплексного дешифрирования линеаментов были выделены блоки, положение и движение которых предположительно контролировало осадконакопление на исследуемой территории в раннедевонское время.

В результате сопоставления полученных разломно-блоковых схем и схем литолого-фациальной зональности можно сделать вывод, что распределение литолого-фациальных зон контролируется преимущественно сеткой разломов северо-восточного простирания.

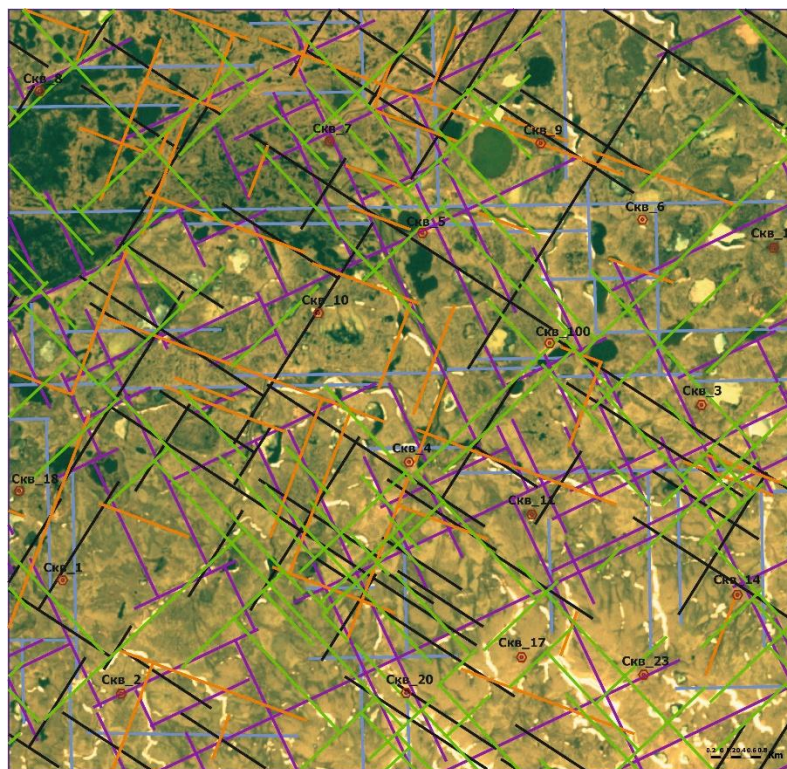


Рисунок 4 – Пять взаимно-ортогональных систем линеаментов, выделенных на изучаемой территории

## ИЗМЕНЧИВОСТЬ КОНТУРНЫХ ТЕЧЕНИЙ В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

В.В. Сивков, Е.В. Дорохова, Л.Д. Баширова

АО ИО РАН, Калининград, e-mail: sivkov@kaliningrad.ru

В качестве показателя скорости палеотечений (дрифты Хаттон, Снорри и Глория) использовался средний размер минеральных частиц во фракции 10-63 мкм, т. н. “mean of sortable silt” ( $\bar{SS}$ ); также принимались во внимание моды гранулометрических распределений. В осадках дрифтов Хаттон и Снорри осадки с бимодальными гранулометрическими распределениями (вторая мода – 10-28 мкм) соответствуют повышенным значениям  $\bar{SS}$  (до 18-23 мкм) и периодам усиления придонных течений во время межледниковий и межстадиалов (нечетные МИС). В осадках дрифта Глория связи между гранулометрическими характеристиками осадков и климатически обусловленной цикличностью контурного течения не выявлено.

Поступление глубинных вод Норвежско-Гренландского бассейна в Северную Атлантику обусловлено активностью «глобального океанического конвейера» [1] и тесно связано с колебаниями климата. Проникая через Фареро-Исландское и Гренландско-Исландское поднятия (пороги) с севера, эти воды распространяются в южном направлении в виде придонных геострофических (*контурных*) течений. Изменения свойств глубинных и придонных вод Северной Атлантики, обусловленные ледниковыми циклами, проявляются в сообществах бентосных фораминифер. По данным Н.П. Лукашиной [2] формирование Северо-восточной атлантической глубинной воды (СВАГВ), происходило, главным образом, в межледниковые периоды и усиливалось во время терминаций. В то же время данные о

скоростях придонных палеотечений все еще фрагментарны и противоречивы. Цель настоящей работы – по гранулометрическим свойствам *контуритов* – донных осадков, сформированных под влиянием контурных палеотечений, выявить изменения относительной скорости этих течений в Северной Атлантике за время последнего ледникового цикла.

**Материал и методы.** В 48-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» (2002 г.) в пределах *дрифтов* – осадочных тел, сформированных контуритами, с помощью гравитационной геологической трубки были отобраны колонки осадков: АМК-4438 (глубина 2374 м), -4453 (2448 м), -4493(3547 м) (Рисунок 1).

Для выделенной ситовым методом фракции <63 мкм выполнялся гранулометрический анализ на лазерном дифракционном анализаторе «Анализетте 22» («Фрич», Германия). Предварительно с помощью триполифосфата натрия и ультразвуковой ванны производилась дезинтеграция частиц. В соответствии с методикой [3] перед гранулометрическим анализом органическое вещество и карбонат кальция удалялись из проб перекисью водорода и соляной кислотой. В качестве показателя скорости палеотечений использовался *средний размер* минеральных частиц во фракции 10-63 мкм, т. н. “sorting silt” ( $\overline{SS}$ ) [3, 4]. Повышенные значения показателя  $\overline{SS}$  соответствуют увеличению относительной скорости палеотечения. При литодинамической интерпретации также принимались во внимание моды гранулометрических распределений.

Временные шкалы для исследуемых колонок были построены на основе корреляции полученных изотопно-кислородных кривых со стандартной кривой LR04 [5] путем линейного интерполирования между опорными точками. Дополнительно были привлечены данные по содержанию карбоната кальция в осадках, полученные кулонометрическим методом на экспресс-анализаторе АН-7529М, и – по содержанию материала айсбергового разноса (iceberg-rafted debris – IRD), позволившие выделить *события Хайнриха*, имеющие общеизвестные датировки [6]. В колонке АМК-4438 были выполнены абсолютные датировки ( $^{14}C$  и  $Th_{изб}$ ) [7].

**Результаты и обсуждение.** Выявлено два типа гранулометрических распределений – одномодальное и бимодальное. Первая мода (2,5-7,5 мкм) присутствует во всех изученных пробах, она формируется в результате пелагического осадконакопления (механизм «частица за частицей»). Одномодальные распределения соответствуют периодам похолоданий (четные МИС), когда невысокие значения  $\overline{SS}$  (10-15 мкм) свидетельствуют об относительно слабых течениях (Рисунок 2).

Горизонты с бимодальными гранулометрическими распределениями (вторая мода – 10-28 мкм) в осадках дрифтов Хаттон и Снорри соответствуют повышенным значениям  $\overline{SS}$  (до

18-23 мкм) и периодам усиления придонных течений во время межледниковий и межстадиалов (нечетные МИС).

Увеличение скорости контурного течения над дрейфом Снорри на временном отрезке 152-160 тыс. л. н. (в МИС 6) совпадает с временным прекращением доминирования полярного вида планктонных фораминифер *Neogloboquadrina pachyderma* sin. и субполярного вида *Tuborotalita quinqueloba*, и, напротив, увеличением содержания тепловодных видов планктонных фораминифер. Это является признаком смещения к северу *Северного полярного фронта* [8]. В это же время по содержанию IRD отмечено и уменьшение мощности ледовых покровов, что подтверждается данными о колебаниях мощности морского льда в плейстоцене [9, 10]. Аналогичное потепление поверхностных вод по видовому составу планктонных фораминифер отмечено и в осадках дрейфов Хатон и Глория, но здесь оно не сопровождается усилением придонного течения (повышенными значениями  $\overline{SS}$ ). Подобное сочетание особенностей поверхностной и придонной циркуляции позволяет предположить, что во время рассматриваемого аномального временного интервала источник контурных течений Северной Атлантики находился только в восточной части Фареро-Исландского порога.

В осадках дрейфа Глория не прослеживается связи между гранулометрическими характеристиками осадка и климатически обусловленной цикличностью придонного течения. Заметное смещение второй моды в сторону более крупных частиц (25-40 мкм), отсутствие ее связи с фазами ледникового цикла, а также повышенная относительно дрейфов Снорри и Хатон скорость осадконакопления (в среднем 2 см/тыс. л., по сравнению с 1,2 и 1,4 см/тыс. л., соответственно) и более высокие содержания IRD – все это указывает на подчиненное значение придонных геострофических течений в сортировке алевритовой фракции осадков. Предположительно на формирование осадков в районе дрейфа Глория могут более существенно влиять потоки осадочного вещества, распространяющиеся по абиссальным каналам, хорошо развитым в Лабрадорском море.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках гранта №14-05-31349-мол\_а.

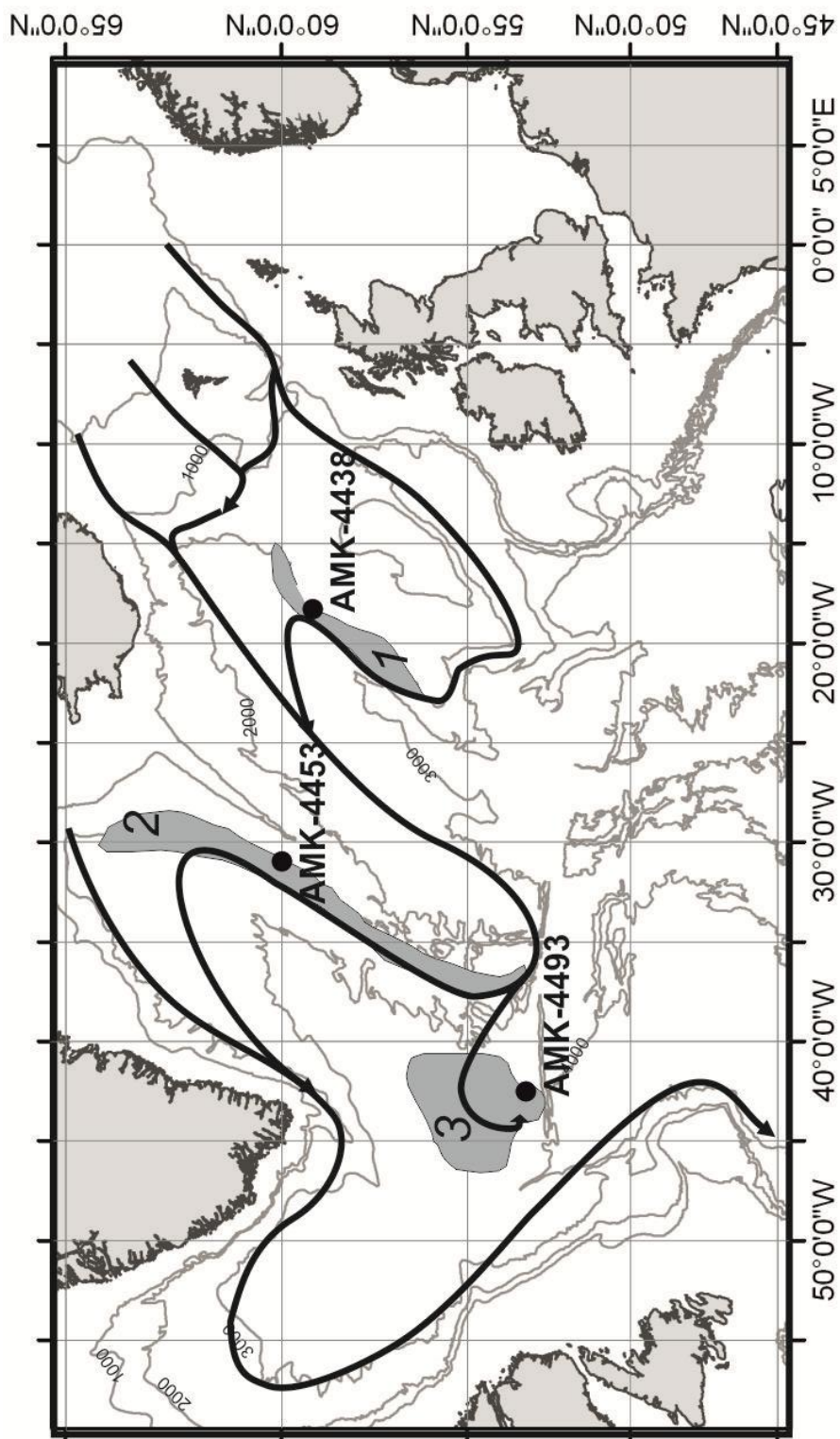


Рисунок 1 - Положение изученных колонок (показаны точками с индексами АМК-...) и траектории придонных течений Северной Атлантики, сформированных глубинными водами Норвежско-Гренландского бассейна (показаны стрелками – по McCave, Tucholke, 1986; Rhein et al., 2011). Контуритные дрейфы (показаны ареалами с темной заливкой): 1 – Хаттон, 2 – Снорри, 3 – Глория

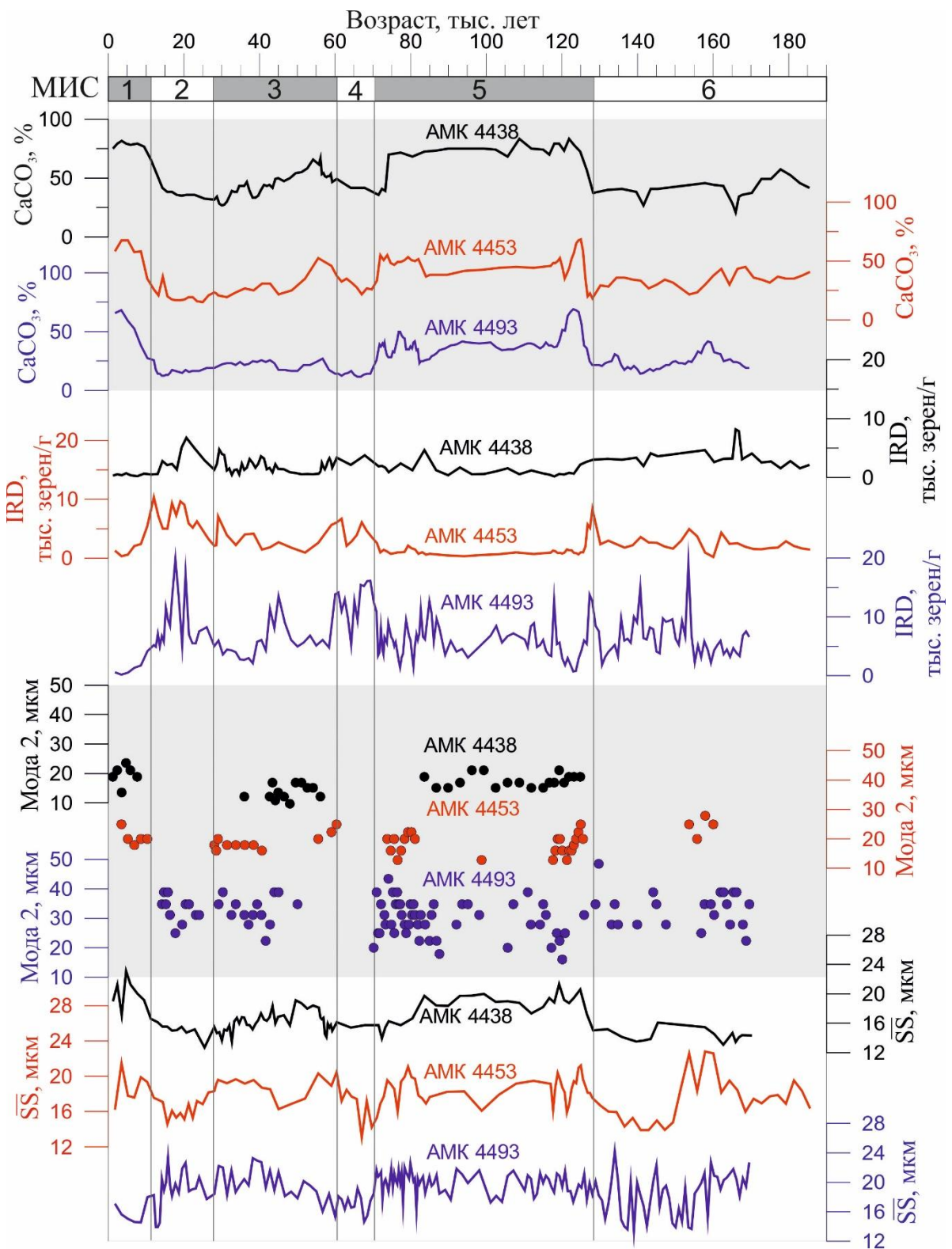


Рисунок 2 - Гранулометрические показатели скорости придонных палеотечений в изученных колонках осадков ( $\overline{SS}$  – средний размер минеральных частиц фракции 10-63 мкм; мода 2 – вторая мода гранулометрических распределений минеральных частиц фракции 10-63 мкм) на фоне временной шкалы (MIS – морские изотопные стадии) и литологических данных (содержания IRD и карбоната кальция в осадках)



#### Литература:

1. Broecker W. The Great Ocean Conveyor: Discovering the Trigger for Abrupt Climate Change / Princeton University Press, 2010. - 176 pp.
2. Лукашина Н.П. Водные массы северной части Исландской котловины в позднем плейстоцене // Океанология. 2013. Т. 53. № 1. С. 109–120.
3. McCave, I.N., Manighetti, B., Robinson, S.G. Sortable silt and fine sediment size composition slicing e parameters for paleocurrent speed and paleoceanography // Paleoceanography 10. 1995. P. 593-610.
4. McCave, I.N., Hall I.R. Size sorting in marine muds: Processes, pitfalls, and prospects for paleoflow-speed proxies // Geochem. Geophys. Geosyst., 7, 2006.
5. Lisiecki L.E., Raymo M.E. A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records // Paleoceanography. 2005. V. 20. PA1003. P. 1–17.
6. Sarnthein M., Stettin G., Dreyer D. et al. Fundamental modes and abrupt changes in North Atlantic circulation and climate over the last 60 ky – Concepts, reconstruction, and numerical modeling // The Northern North Atlantic: A Changing Environment // Eds. Schäfer P., et al. Heidelberg: Springer-Verlag. 2001. P. 365–410.
7. Баширова Л.Д., Кандиано Е.С., Сивков В.В., Баух Х.А. Миграции Северного полярного фронта Атлантического океана по данным изучения комплексов планктонных фораминифер в течение последних 300 тысяч лет // Океанология. Т. 54. №6. 2014. С. 844-854.
8. Johannessen T., Jansen E., Flatoy A., Ravelo A.C. The relationship between surface water masses, oceanographic fronts and paleoclimatic proxies in surface sediments of the Greenland, Iceland, Norwegian seas // Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constrains of the Oceans's Role in Global Change / Ed. Zahn R. Berlin: Springer, 1994. P. 61–85.
9. Imbrie J. and Imbrie J.Z. Modeling the climatic response to orbital variations // Science. 1980. V. 207. P. 943–953.
10. Bassinot F.C., Labeyrie L.D., Vincent E., et al. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal // Earth and Planetary Science Letters. 1994. V. 126. P. 91–108.

## ДОАРХЕЙСКАЯ ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ: ЭТАПЫ, ГЕОДИНАМИКА И ЗАРОЖДЕНИЕ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

**В.И. Сиротин**

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

В доархейской истории Земли выделено четыре этапа, млрд. лет: 1) 4,55 – 4,45; 2) 4,45 – 4,35; 3) 4,35 – 4,20; 4) 4,20 – 3,80. Данные по геологической истории Марса дают основание считать, что в течение второго этапа на Земле сформировалась гидросфера и, произошло зарождение седиментогенеза.

На основе данных сравнительной планетологии и кислородной земной изотопии выделено четыре этапа в доархейской истории Земли [2]. На первом этапе (4,55 – 4,45 млрд. лет) – «горячей» Земли – происходило значительное расплавление аккрецирующегося вещества и разделение «вчерне» планеты на ядро, мантию и первичную кору. Возраст нижней границы этапа определяется по возрасту самых древних анортозитов Луны 4,52 млрд. лет, что

практически совпадает с её возрастом – 4,55 млрд. лет [3]. Для Земли были наиболее вероятны «стада» мелких коровых плит, плюмовая тектоника, обдукция, сагдукция, формирование зачатков сиалической коры. В состав первичной атмосферы входили три группы компонентов: 1) газОВО-водородно-гелиевая ( $H_2$ , He, Ne, N, CO); 2) ледяная ( $H_2O$ ,  $CH_4$ ,  $NH_3$ ); 3) твёрдая (железо, никель, а также  $SiO_2$ , MgO, CaO, FeO,  $Al_2O_3$ , различные силикаты и алюмосиликаты в виде пыли). Вторая и третья группа образовывали пылевой конденсат, в состав которого входили и сложные органические соединения: спирты, кислоты, формальдегиды. До начала активной эволюции Солнца (до стадии Таури-Тельца) все три группы компонентов образовывали однородную смесь, однако в дальнейшем конденсат испытал резкую дифференциацию: в зоне будущих каменных планет сконцентрировалась третья группа компонентов, в зоне планет-гигантов – вторая, а за непутовым пространством – третья. Первичная атмосфера Земли состояла из неизгнанных компонентов первой и второй групп ( $H_2$ , He, другие инертные газы,  $H_2O$ ,  $CH_4$ ,  $NH_3$ , это так называемые истинные летучие). К ним могли присоединиться относительно летучие (S, Cl, F, некоторые металлы: Zn, Cd, Hg, Te), обычные петрогенные элементы (Na, K, Si, Ca, Mg, Fe), которые в условиях «горячей» Земли и ударно-взрывных процессов могли приобретать свойства летучих [1, 2]. Гидросфера существовала в виде пара в составе первичной атмосферы Земли, что определяло высокое атмосферное давление – около 355 атм. (300 атм. – за счёт паров воды; 45 атм. – за счёт  $CO_2$  и около 10 атм. – за счёт вулканических газов). Приведенные данные исключают седиментогенез на этапе «горячей» Земли.

На втором этапе (4,45 – 4,35 млрд. лет) – заметно охлажденной, но относительно тёплой Земли. Для обоснования возраста нижней границы этапа используются как данные по возрасту пород анортозитов лунных континентов, так и данные земной кислородной изотопии. Установленная на Луне KREEP-ассоциация имеет постоянный возраст – 4,35 млрд. лет [3], что даёт основание считать: что этот возрастной репер фиксирует завершение кристаллизации глобального магматического океана. По мере остывания Земли её изначально углекисло-паровая атмосфера постепенно конденсировалась, в результате выпадения на земную поверхность воды в виде горячих ливней (к рубежу 4,35 млрд. лет). Вероятно, проявлялись очень слабые признаки климатической зональности, что приводило к образованию обширных водных водоёмов в высоких широтах вблизи полюсов, вода конденсировалась вначале в мелких депрессиях, а затем, по мере повышения уровня воды происходило их слияние с образованием первозданных океанов. Реакция воды с нагретой поверхностью Земли была бурной: вода выщелачивала соли галоидов, сульфатов, карбонатов, других соединений и становилась солёной. В течение второго этапа произошло формирование гидросферы Земли в объёмах от 90 до 100 % по массе и объёму. Зарождение гидросферы неизбежно провоцировало

появление примитивного седиментогенеза, произошло образование первичной массы осадочных пород, возникшей в виде планетарной коры выветривания. Образование гидросферы, скорее всего, носило катастрофический характер и произошло в течение нескольких млн. лет. После образования гидросферы и массовой диссипации водорода, возникающего, в том числе в результате окисления метана и аммиака, плотность атмосферы должна была понизиться в 15 – 20 раз и, по-видимому, мало отличалась от современной. За счёт повышенного теплового потока, вулканизма, ультрафиолетового излучения, грозных разрядов первоначальные связи углеродо-водород, азот-водород (в аммиаке, метане и цианистых соединениях) разрывались, высвобождался азот и водород, последний навсегда покидал атмосферу Земли. За счёт фотодиссоциации  $H_2O$  и  $CO$  появлялся атмосферный кислород, который мгновенно расходовался на окисление метана, аммиака, окиси углерода. Атмосфера оставалась восстановительной, в ней накапливались азот и углекислый газ. В течение второго этапа произошло формирование планетарного чехла, включающего земную кору, гидросферу и атмосферу [1]. В течение третьего этапа (4,35 – 4,20 млрд. лет) можно предполагать двухуровневое перемешивание вещества с участием «горячих глубинных точек» с подъёмом вещества от границы «ядро-мантия» и мелкочайковой надастеносферной дифференциацией с появлением зон спрединга и зачаточных зон субдукции. В течение четвёртого этапа (4,20 – 3,80 млрд. лет) происходила интенсивная метеоритно-астероидная бомбардировка. Данные по Марсу позволяют уточнить время образования гидросферы и зарождения седиментогенеза на Земле. В истории Марса выделяются три эоны [3]: 1) нойский (4,55 – 3,80 млрд. лет); 2) гесперийский (3,80 – 1,80 млрд. лет); 3) амазонский (1,80 – 0,50 млрд. лет). В течение первого эона произошло формирование марсианской коры, скорее всего, андезитового состава, с участием интенсивного ударного кратерирования. Дифференциация недр Марса привела к формированию значительно более плотной, чем в настоящее время, атмосферы, гидросферы (марсианского океана на месте равнин Марса в северном полушарии). В нойский этап широко были развиты флювиальные процессы [1, 2, 3], были заложены все наиболее крупные долины рек (Узбой, Касэй, Арес, Тиу, Залбатану, Симуд, Мангала), долины многих из них террасированы, самая древняя эрозионная терраса в долине Мангала имеет высоту около 35 м над корытообразным днищем. Марс был ещё не замороженной планетой, однако в течение эона русла рек довольно быстро высыхали, Марс терял поверхностные воды и к началу следующего эона превратился в замороженную планету. Спорадически флювиальные процессы в руслах рек возобновлялись лишь в результате прогрева вулканизмом «вечной мерзлоты» Марса. По соотношению эоловых отложений с другими геоморфологическими элементами рельефа следует, что уже в течение всего гесперийского эона (т.е. с 3,80 млрд. лет назад) поверхность Марса и его атмосфера не отличались от

современных [3]. В течение всех эонов на Марсе происходила активная вулканическая деятельность, но со временем она постепенно затухала [3]. Последнее мощное проявление площадного вулканизма произошло не позднее 500 млн. лет назад и завершилось образованием гигантских щитовых вулканов: Арсия, Павлина, Аскрийя и, наконец, самого молодого вулкана – Олимпа. Открытия американских учёных на основе изучения поверхности Марса двумя марсоходами Оппортюнити и Спирит привели к открытию осадочных пород водно-осадочного происхождения, обнаружению сульфатов и хлоридов в осадках высохших марсианских озёр, соответствующих солевому составу земных океанов. Таким образом, данные сравнительной планетологии позволяют уточнить возраст зарождения седиментогенеза, что даёт основание, в свою очередь, считать первичную земную кору не магматической, а осадочно-магматической геосферой Земли.

#### Литература:

1. Очерки сравнительной планетологии. – М.: Наука. – 1981. – 326 с.
2. Сиротин В.И. Сравнительная планетология: учебное пособие / В.И. Сиротин: Воронежский государственный университет. – Воронеж: Издательско-полиграфический центр ВГУ. – 2009. – 168 с.
3. New the solar System. – Cambridge: Cambridge university press, 1999. – 421 p.

## **ПОЗДНЕВЕНДСКАЯ ГИГАНТСКАЯ РЕЧНАЯ СИСТЕМА ПЕСЧАНО-ИЛОВОГО ТИПА НА ЮГО-ЗАПАДЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: УСЛОВИЯ АЛЛЮВИАЛЬНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВО ВЛАЖНОМ КЛИМАТЕ БЕЗ РАСТИТЕЛЬНОСТИ**

**Ю.К. Советов<sup>1</sup>, А.К. Казак,<sup>2</sup> Л.В. Соловецкая<sup>3</sup>**

<sup>1 3</sup> *ИНГГ СО РАН, НГУ Новосибирск, e-mail: sovetovyk@ipgg.sbras.ru*

<sup>2</sup> *НГУ, Новосибирск*

В докладе рассматриваются седиментологические признаки крупных речных систем (big rivers), на основании которых к такой системе отнесены отложения нижней (мукутской) пачки айсинской свиты венда в Присаянском прогибе. Проведен анализ литофаций и архитектурных элементов, измерены направления течений в руслах и на прирусловых валах, сделаны фотопрофили длинных обнажений русла реки и связанных с ним прирусловых валов. По седиментологическим и морфологическим параметрам мукутская река сравнима, по величине и гидродинамике, с современными крупными реками типа рек Амазонка и Брахмапутра.

Крупные речные системы (big rivers) в геологической истории представляют отдельную научную проблему, которая объединяет данные регионального седиментологического анализа, палеогеографии и геодинамики [3,4,5]. Эта проблема рассматривалась применительно к неопротерозойской истории Лаврентии [6]. После многолетних исследований поздневендской молассы Бирюсинского Присаянья (оселковая серия

айсинская свита) и ее корреляционных аналогов в Енисейском кряже, Иркутском Присяянье и Прибайкалье авторы убедились, что на юго-западе Сибирской платформы в позднем венде образовалась аллювиальная равнина, приуроченная к предгорным (передовым) прогибам, связанных с орогенезом и формированием форландового бассейна [1,7,8]. Поздневендское поднятие, внешнее к Сибирскому континенту (кратону), протягивалось вдоль его юго-западного края на расстояние более 1000 км и было источником кластического материала, сосредоточенного на обширной аллювиальной равнине и в дельтовых комплексах, которые вскрыты только скважинами глубокого нефтепоискового бурения в центральной части кратона. Наиболее детально изучена айсинская свита оселковой серии Присяянья. Айсинская свита (1300-2000 м) представляет собой верхнее подразделение оселковой серии, которая была отнесена к венду по ряду корреляционных признаков, в том числе по ледниковым отложениям в основании серии [8].

Сообщение опирается на седиментологические и петрологические исследования с детальным анализом строения муксутской пачки айсинской свиты в Бирюсинском Присяянье - наиболее хорошо выраженное маркирующее литостратиграфическое подразделение, удобное для анализа трехмерной архитектуры отложений. Отложения муксутской пачки врезаны в кагатскую пачку тонкообломочных отложений айсинской свиты максимально на первые десятки метров. Ранее, на основе петрологии аллювиальных песчаников и генетического анализа отложений [8, 13] было установлено, что речные отложения муксутской пачки айсинской свиты организованы в крупный региональный комплекс, который включает 1) ассоциацию отложений каналов-русел и 2) ассоциацию отложений прирусловых валов и поймы. Новые данные, полученные в 2014-15 гг, дали основание утверждать о том, что на ранней стадии образования форландового бассейна образовалась гигантская река (big river,) которая имела обширную дренажную сеть в горном сооружении (орогене) к юго-западу и западу от Сибирского кратона.

Муксутская пачка общей мощности 50-200 м. подразделяется в наиболее полном разрезе на три подпачки массивных русловых песчаников и две подпачки мелко-тонкообломочных отложений, которые накапливались на прирусловых валах и пойме. Отложения русел представляют собой крупные линзы шириной от 500 м до первых километров, которые подставляя друг друга кулисно, слагают комплекс речной долины максимальной шириной, по-видимому, более 40 км. При региональной корреляции невозможно быть полностью уверенным в идентификации и протяженности отдельных линз, в силу сходства литофаций и архитектурных элементов. В наиболее мощных разрезах (урочища Нерса, Плиты, Кагат в бассейне рек Уда и Бирюса) муксутская пачка представлена тремя подпачками, которые непрерывно, на расстоянии 1,5-2 км, картируются в протяженных

разрезах поперек простираения седиментационной системы, формируя трехярусное строение обнажений. Вдоль длинных обнажений составлены фотопрофили Кедровый и Кагат, которые вместе с седиментографией отложений в вертикальных последовательностях, служат главными аргументами для отнесения поздневендской речной системы к сетчатому типу. Отчетливо устанавливается выклинивание отложений долин на СВ-С и ЮЗ-Ю, поэтому речная система была направлена косо по отношению к современной границы Сибирского кратона, а ее истоки находились на юго-западе и западе от Сибирского кратона. Точные данные количественного петрографического анализа псаммитов, указывающие на то, что на фоне однородного состава ассоциации обломочных компонентов в разных разрезах, есть некоторая статистически установленная дифференциация в составе обломков пород. Это главный показатель роли некоторой изменчивости источников материала в каналах переноса, указывающий на влияние разных притоков.

Русловые отложения муксутской речной системы представлены средне-мелкозернистыми песчаниками. Крупнозернистые песчаники и, иногда, мелкозернистые гравелиты появляются только в основании каналов на границы наибольшего размыва тонкообломочных отложений. Эти границы первого порядка сопровождаются подошвенными знаками, крупными литокластами песчаников и алевролитов. Песчаники слагают речные дюны, которые создают ансамбли внутрирусловых баров-отмелей с единой плоскостью форсетов сверхкрупной пологой косою слоистостью до 6 м высотой и ровной поверхностью аваланчей, которые показывают направление миграции баров вниз по течению. Этот весьма представительный архитектурный элемент внутрирусловых баров, который достигает мощности 15 м, соответствует архитектурному элементу DA [4] и характеризует современные глубокие высокоэнергетичные многоводные реки типа реки Брахмапутра. Подножие баров сложено песками с ячеистой рябью скоростных течений. Характерная черта муксутской реки - сочетание сплетающихся протоков и разделяющих их песчаных баров (braided) - при огромной ширине долины.

Отличительная особенность речных систем раннеайсинского времени, в том числе муксутской речной системы – обилие мелко-тонкообломочных компонентов вне каналов. В целом, для айсинских аллювиальных систем измерением установлено почти равное содержание песчаных и тонкообломочных отложений, и эта пропорция ясно показывает на высокое значение отложений наводнений, которые заполняли межрусловое пространство. Мощность отложений поймы и, тесно связанных, прирусловых валов достигает десятков метров. Наиболее «скоростные» отложения – 1 м/сек и более, - накапливались на прирусловых валах в верхнем режиме потоков или режиме стоячих волн (антидюны), менее скоростные потоки оставили текстуры мелкой косоволнистой и косою слоистости и субпараллельные

ламинитовые песчано-алевритовые пакеты, которые включают неслоистые, иногда градационные слои суспензионных потоков, связанных с руслами прорыва (crevasse). Многочисленные следы наводнений видны также в руслах в поверхностях размыва (реактивации течения) со слоями интракластов алевритов. Весьма характерный признак внерусловых отложений – наличие на верхней поверхности отпечатков капель дождя и полное отсутствие трещин усыхания. Наблюдения дают основание утверждать о том, что осадконакопление на аллювиальной равнине с многочисленными мелкими временными озерными водоемами было почти непрерывным и происходило в гумидной климатической зоне. Глинистые отложения накапливались только во временных плоских водоемах и всегда обогащены органическим веществом.

Для идентификации системы крупной реки первостепенное значение имели несколько методических приемов полевого изучения и полученные факты: 1) вертикальное картирование крупных русел в обнажениях протяженностью до 2 км, 2) трехмерный архитектурный анализ крупных обнажений с идентификацией трехмерных подводных дюн и их ассоциаций (баров) с видимой шириной в первые сотни метров, 3) непрерывные вертикальные последовательности отложений русел, которые имеют мощность в десятки метров и, в пределе, достигают 60-80 метров, 4) глубина реки, по превышению песчаных баров над тальвегом, которая по измерениям достигала 15-20 м, 5) сравнительный анализ систем литофаций с литофациями «обычных» и огромных рек (big rivers).

По морфологической классификации [5] водосборный бассейн муксутской речной системы можно отнести к двум типам «крупная краевая горная система-крупный кратон» и «краевой бассейн относительно складчатого горного сооружения». По классификации [3] эти две системы крупных рек выделены в типы «С» – с преобладанием одного источника материала в форландовый бассейн, как, например, Амазонка и Ориноко, и тип «В» с преобладанием латеральных притоков, как Ганг и Миссиссиппи. По статистике измерений вектора речных потоков преобладает юго-восточное направление, магистральное для образования стратиграфического аналога - *боханской* пачки во внутренних районах Сибирской платформы.

#### Литература:

1. *Советов Ю.К., Благовидов В.В.* Реконструкция бассейна осадконакопления (на примере вендского передового прогиба – «форландового бассейна» юго-запада Сибирской платформы) // Ю.Г. Леонов, Ю.А. Волож (ред) Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. М: Научный Мир. 2004. С. 159-212.

2. *Советов Ю.К., Казак А.К.* Орогенез и аллювиальное осадконакопление на юго-западе Сибирской платформы в позднем венде (тип дренажной сети, источники материала, темп погружения) //Л.Г.Вакуленко, П.А.Ян (ред) Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической

истории. Материалы VII Всероссийского литологического совещания (Новосибирск, 28-31 октября 2013 г.). Новосибирск: ИНГГ им. А.А.Трофимука СО РАН. 2013. с. 129-132.

3. *Ashworth Ph. J., Lewin J.* How do big rivers come to be different? *Earth-Science Reviews*. 114. 2012. p. 84-107.

4. *Miall A.D.* *Fluvial Depositional Systems*. Springer Geology. Springer International Publishing. Switzerland. 2014. 322 p.

5. *Potter P.E.* Significance and origin of big rivers. *J. Geol.* 86. 1978. P. 13-33.

6. *Rainbird R.H.* Anatomy of large-scale braid-plain quartzarenite from the Neoproterozoic, Shaler Group, Victoria Island, Northwestern Territories, Canada. *Canad. J. Earth Sci.* 29. 1992. P. 2537-2550.

7. *Sovetov J.K.* Vendian foreland basin of the Siberian cratonic margin: Paleopangean accretionary phases // *Russian Journal of Earth Sciences*. v. 4. No 5. 2002. P.363-387.

8. *Sovetov J.K.* Vendian subsidence of the southwestern Siberian Craton: geodynamics and basin formation. //D.V.Grahdzankin and V.V. Marusin (eds.) *Neoproterozoic Sedimentary Basins. Stratigraphy, Geodynamics and Petroleum Potential*. International Conference, Novosibirsk, 30 July-02 August, 2011. Proceeding of the Conference. Novosibirsk:IPGG SB RAS. 2011. 88-91.

## **ПРИБРЕЖНЫЙ АПВЕЛЛИНГ В ПОЗДНЕМ КРИОГЕНИИ: ЮГО-ЗАПАД СИБИРСКОГО КРАТОНА**

**Ю.К. Советов<sup>1</sup>, Л.В. Соловецкая<sup>2</sup>, А.К. Казак<sup>3</sup>**

<sup>1,2</sup>*ИНГГ СО РАН, НГУ Новосибирск, e-mail: sovetovyk@ipgg.sbras.ru*

<sup>3</sup>*НГУ, Новосибирск*

В докладе рассматривается предвендская морская осадочная система в Ийско-Туманшетском прогибе Присяня, представленная отложениями ипситской свиты карагасской серии позднего криогения. Помимо ранее установленного эолового происхождения кластического материала, показана взаимосвязь эолового переноса алеврита и тонкозернистого песка с широким распространением в кластических отложениях нижней части свиты бактериальных матов и ассоциации окремненных песчано-алевритовых строматолитов с фосфатным веществом. Ассоциация отложений нижней части ипситской свиты типична для современных зон прибрежного апвеллинга, связанных с межледниковой климатической эпохой. Сделано заключение, что ассоциация отложений нижней части ипситской свиты также связана с межледниковой эпохой и образовалась на мелководном шельфе, прилегавшем к «сухой» зоне континента Сибирь.

Апвеллинг глубинных океанских вод возникает в прибрежной зоне континентов в связи с глобальными и региональными геодинамическими и климатическими событиями. Опыт международного изучения происхождения неопротерозойских и кембрийских фосфоритов был обобщен [5] и сформулирован в детерминированной последовательности событий, которые приводят к концентрации фосфатных осадков и образованию месторождений. Последовательность включает: 1) перемещение литосферных плит, включающих континенты, в низкие широты, 2) появление специфической атмосферной циркуляции, которая определяет отток вод поверхностного слоя океана, 3) появление зон апвеллинга, определяемых оттоком,



4) возникновение сухих побережий и внутриконтинентальных пустынь, связанных с подъемом холодных вод, 5) образование фосфатных осадков при резком увеличении биопродуктивности прибрежных вод океана, 6) образование специфических, по составу и структуре, осадков, ассоциирующихся с фосфоритами. Зоны прибрежного апвеллинга в силу непрерывного конвейера питательного вещества для биоса характеризуются накоплением большого количества углеродистых осадков [7].

Авторы доложили на VII Всероссийском литологическом совещании об обнаружении на юго-западе Сибирского кратона в Ийско-Туманшетском прогибе криогенских отложений, образованных под давящим влиянием эолового переноса песка и пыли [4]. После исследований 2014-15 гг. появились новые данные, которые, в совокупности, подтверждают вывод, что осадконакопление в позднем криогении в Ийско-Туманшетском прогибе находилось под влиянием региональной зоны апвеллинга. Корреляция отложений ипситской свиты карагасской серии Присаянья показывает, что аналогичные отложения образовались в это время на других континентах (Австралия и Шотландия), что косвенно подтверждает глобальные геодинамические причины появления зон апвеллинга в позднем докембрии.

Ипситская свита выделена как верхнее подразделение карагасской серии [1] и залегает с резким эрозионным контактом на тагульской (изанской) свите. Есть косвенные данные более широкого распространения ипситской свиты за пределами Ийско-Туманшетского прогиба. В ранневендских тиллитах уляхской пачки марнинской свиты в урочище Озерки ассоциация камней включает преобладающие штрихованные обломки песчаников ипситской свиты вместе с фрагментами кристаллических пород фундамента Сибирской платформы, тогда как в «доломитовом» тиллите такие обломки отсутствуют. С точки зрения авторов – этот факт может указывать на залегание ипситской свиты к востоку и северо-востоку от Ийско-Туманшетского прогиба под чехлом Сибирской платформы непосредственно на породах фундамента. Базальные отложения ипситской свиты некоторыми исследователями относились к оселковой серии [2], но при детальной геологической съемке было установлено, что грубообломочные отложения марнинской и удинской свит оселковой серии занимают более высокое стратиграфическое положение. Оселковая серия перекрывает ипситскую свиту, а местами и тагульскую свиту карагасской серии, с глубоким эрозионным врезом и отнесена к венду с базальным горизонтом ледниковых и взаимосвязанных с оледенением отложений [3,8]. Время образования ипситской свиты, по корреляции, по-видимому не выходит из интервала 650-637 млн. лет.

Прямым свидетельством действия апвеллинга на шельф Сибирского кратона в позднем криогении могут быть пять фактов, установленных при изучении ипситской свиты: (1) фосфориты илового типа в основании свиты и рассеянная фосфатность отложений всей

нижней подсвиты, (2) многочисленные корки литифицированных кремневых бактериальных матов на поверхности слоев тонкокластических отложений, (3) кремневые песчано-алевритовые строматолиты, в нижней части нижней подсвиты, (4) обломочный материал, принесен ветром, какие-либо признаки других агентов переноса отсутствуют, (5) обломочный материал имеет аркозовый и полевошпат-кварцевый состав, т.е. принесен из пустынь, где не подвергался длительному химическому выветриванию.

Образование ипситской свиты тесно связано с глубоким падением уровня моря, и началом эвстатического цикла что привело к размыву подстилающих отложений тагульской карбонатной платформы, образование каньонов, кривассоподобных промоин, и более пологих западин. Прямых данных, что накоплению ипситской свиты предшествовало оледенение нет. Каньоны и промоины в начале трансгрессии моря заполнялись тонкокластическим материалом, который распределялся течениями и накапливался в виде слоев подприливной зоны, а также был основой строматолитовых биогермов. Местами найдена фосфатизированная карбонатная брекчия [2] за счет разрушения стенок каньонов раннеипситской трансгрессией моря. Карбонатонакопление было тотально подавлено непрерывным эоловым потоком тонкокластического материала, поэтому все строматолитовые постройки сложены кремнисто-песчано-алевритовым материалом с фосфатом. Есть косвенные данные холодной климатической эпохи: (1) отсутствие карстовых процессов на карбонатной платформе, предшествующей накоплению отложений ипситской свиты, (2) обилие в области сноса тонкокластического алевритового материала, который, при идеальной гранулометрической сортированности, не мог появиться в огромном количестве без предварительного регионального физического перетерания ледником кристаллических пород фундамента. Начало осадконакопления в ипситское время – заполнение каньонов и промоин – происходило в мелководной обстановке, временами с осушением и образованием трещин высыхания гелеподобного осадка.

Весьма характерный резкий контакт ипситской и тагульской свит представляет собой либо поверхность субпараллельного прилегания, либо резкого углового несогласия на стенках промоин. Несогласие подчеркивается тонким базальным песчаным слоем (10-20 см) с мелкими обломками тагульских карбонатных строматолитов. Кремнисто-фосфатная песчано-алевролитовая пачка, выполняющая эрозионный рельеф и перекрывающая «плечи» промоин, с содержанием  $P_2O_5$  от первых до 18,5% представляет собой региональный горизонт, который установлен в Ийско-Туманшетском прогибе от р. Туманшет на севере до р. Ия на юге. Окатанность песчинок высшего класса и смесь двух фракций терригенного материала ясно показывает эоловую обработку и перенос кластического материала в прибрежную обстановку шельфового морского бассейна.

Весьма необычные песчано-алевритовые биогермные строматолиты, найдены впервые в нижней части ипситской свиты. Строматолиты представляют собой пластовые постройки, высотой до 0,5-0,7 м с характерной «капустообразной» апикальной частью. Постройки формируют биогермный массив в нижней части свиты общей мощностью до 10 м и включают слои темно-серого фосфата в тонкозернистом песчаном и алевритовом осадке. Бактериальные маты сопровождают также, как текстурный элемент поверхности наложения, каждый слой массивных кварцитоподобных алевритов с тонкой и тончайшей (первые мм) слоистостью приливов, которые залегают ниже и выше биогермного массива.

В региональном масштабе в нижней подсвите ипситской свиты устанавливается зональность приливно-штормового шельфа. Северо-восточная зона, в разрезе подсвиты первые десятки метров, по-видимому примыкала к берегу и сложена тонкозернистыми песчаными ламинитовыми тайделитами, с песчано-алевритовыми строматолитовыми постройками и иловыми фосфатными отложениями. Отложения средней зоны, которые слагают основную по мощности ( $\approx 100-150$  м) часть подсвиты, сложены проксимальными и дистальными штормовыми отложениями и тонкозернистыми песчаными волнами (барами). По структуре алевриты близки к плейстоценовым лёссам и представляют морской аналог этих широко распространенных континентальных отложений в эпохи межледниковья. Основной массив тонкокластических отложений третьей зоны, обогащенных углеродом, в пределах Ийско-Туманшетского прогиба не обнажен, и, по-видимому, был частью позднекриогенского континентального склона. Отложения этой зоны видны как нижние части трансгрессивных циклов мощностью в первые десятки метров.

Палеогеографическая реконструкция положения Сибирского континента на предвендское время, выполненная в рамках международной программы «Родиния» [6], показывает, что в интервале 720-630 млн. лет, «Сибирь» мигрировала от  $30^\circ$  с.ш. до экватора. Если скорость движения плиты была равномерной, то в интервале 650-637 млн. лет континент Сибирь должен был находиться в интервале широт  $20-15^\circ$  с.ш., т.е. в северной тропической зоне современных великих континентальных пустынь. Ипситский бассейн находился на западной окраине Сибири.

#### Литература:

1. Дубин П.Д., Хоментовский В.В., Якишин М.С. Новые данные о геологии позднего докембрия Присяня // Соколов Б.С. (ред), Стратиграфия нижнего кембрия и верхнего докембрия юга Сибирской платформы. М: Наука. 1969. С. 86-101.

2. *Еганов Э.А.* Геосинклинальные фосфориты Сибири и Дальнего Востока. М: Наука. 1968. 226  
C.Shimmiel G. Upwelling. // Middleton G.V., Church M.A., Conglio M.,Hardie L.A., Longstaffe (eds) Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks. Springer. 2005. p.761-763
3. *Советов Ю.К., Комлев Д.А.* Тиллиты в основании оселковой серии Присяянья и положение нижней границы венда на юго-западе Сибирской платформы. Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. № 1. С. 3-34.
4. *Советов Ю.К., Соловецкая Л.В., Кречетов Д.В.* Эоловое происхождение кластического материала и строение осадочных систем на позднерифейском шельфе Сибирской платформы (ипситская свита, Присяянье). //Вакуленко Л.Г., Ян.П. (ред) Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Материалы VII Всероссийского литологического совещания. Новосибирск, 28-31 октября 2013 г. Т.III. Новосибирск: ИНГГ СО РАН. 2013. С. 125-128.
5. *Cook P.J., Shergold J.H.* Proterozoic and Cambrian phosphorites – nature and origin // Cook P.J., Shergold J.H. (eds) Phosphate deposits of the world. Vol.1/ International Geological Correlation Programme. Project 156: Phosphorites. Cambridge University Press. 1986. P. 369-386.
6. *Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., Waele B.De.,Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.F., Lu S., Natapov L.V., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovskiy V.* Assembly, configuration and break-up history of Rodinia: synthesis // Precamb. Res. V. 160. 2008. P.179-210.
7. *Shimmiel G.* Upwelling. // Middleton G.V., Church M.A., Conglio M.,Hardie L.A., Longstaffe (eds) Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks. Springer. 2005. p.761-763
8. *Sovetov J.K.* Late Neoproterozoic (Vendian) glaciogenic deposits in the Marnya formation, Oselok Group, in the foothills of the East Sayan range, south-western Siberian Craton. //E. Arnaud, G.P. Halverson, G. Shields-Shou (eds). The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations. IGCP 512. 2011. Geological Society, London, Memoirs 36. Chapter 28. P. 317-329.

## **МИНЕРАЛОГИЯ КАРБОНАТОВ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОСАДКОВ МАЛЫХ СОЛЕННЫХ ОЗЕР ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: СВЯЗЬ С ПАЛЕОКЛИМАТОМ**

**Э.П. Солотчина, П.А. Солотчин**

*ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, Россия, e-mail: solot@igm.nsc.ru*

Выполнены минералого-кристаллохимические исследования хемогенных карбонатов голоценовых осадков ряда малых солёных озёр Западного Забайкалья. Моделированием сложных рентгеновских дифракционных профилей функцией Пирсона VII в отложениях идентифицированы карбонатные минералы и установлены их количественные соотношения. Получены карбонатные записи высокого разрешения, содержащие сведения о стратиграфическом распределении карбонатов кальцит-доломитового ряда, в которых количество и соотношение фаз различной степени магнезиальности определяются величиной Mg/Ca-отношения, соленостью и общей щелочностью вод в прошлом, меняющихся в соответствии с климатическими циклами и колебаниями уровня озера.

Высокая степень влияния региональных климатических и природных факторов на осадконакопление во внутриконтинентальных водоёмах обуславливает необходимость всестороннего изучения их донных отложений при проведении палеоклиматических реконструкций. В мировой практике весьма перспективными для реконструкции климата

голоцена считаются малые озёрные бассейны аридных и семиаридных зон с интенсивным карбонатонакоплением [6]. Донные осадки этих озер представляют собой палеоклиматические архивы высокого разрешения, так как небольшие размеры водоемов определяют их исключительную чувствительность к климатическим изменениям.

Цель работы – исследование ассоциаций хомогенных карбонатов донных осадков ряда бессточных мелководных минеральных озёр, нередко плайевых, располагающихся в засушливых районах Байкальского региона, кристаллохимических и структурных особенностей карбонатных фаз, закономерностей их формирования и последовательности осаждения в зависимости от прошлых изменений климата и окружающей среды. Методы исследований – рентгеновская дифрактометрия (XRD), ИК-спектроскопия, сканирующая электронная микроскопия, анализ стабильных изотопов  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$ , РФА СИ и атомная абсорбция. Возраст осадков определялся методом AMS ( $^{14}\text{C}$ ) по карбонатному материалу. Качественно новый уровень исследований обеспечен применением современных методов математической обработки XRD профилей [3].

Хомогенные карбонатные минералы голоценовых озерных осадков представлены главным образом Mg-кальцитами разной степени магниальности, Ca-избыточными доломитами, реже арагонитом, моногидрокальцитом и родохрозитом. По химическому составу, положению аналитических пиков на рентгенограммах и ряда полос поглощения в ИК-спектрах Mg-кальциты располагаются между кальцитом  $\text{CaCO}_3$  и доломитом ( $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$ ). Из значительного различия ионных радиусов  $\text{Mg}^{2+}$  и  $\text{Ca}^{2+}$  следует, что твердые растворы системы  $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3$  должны существовать лишь в ограниченном интервале содержания в них магния. Это означает, что Mg-кальциты, содержащие в структуре более чем несколько мол.%  $\text{MgCO}_3$ , должны быть метастабильны. Тем не менее, они широко распространены в природе и содержание  $\text{MgCO}_3$  в Mg-кальцитах может достигать 43 мол.%, вплоть до состава Ca-избыточного доломита. В настоящее время Mg-кальциты рассматриваются как смешанные кристаллы, структура которых меняется в ряду кальцит–доломит от истинных твердых растворов до смешанослойных структур, определяя их устойчивость. Эти структуры представляют собой последовательности кальцитовых и магнезитовых слоев, чередующихся с разной степенью порядка, образуя домены нанометрической размерности [4]. Ca-избыточные доломиты обладают более сложной системой структурного порядка, в которой различное количество нестехиометрических доломитовых слоев чередуется с небольшим количеством кальцитоподобных и стехиометрических доломитовых слоев [5].

По содержанию  $\text{MgCO}_3$  в структуре Mg-кальциты делятся на три группы: 1) низко-Mg кальциты ( $\text{MgCO}_3 < 4\text{-}5\text{ мол.}\%$ ); 2) промежуточные Mg-кальциты (5-18 мол.%  $\text{MgCO}_3$ ); 3) высоко-Mg кальциты (18-43 мол.%  $\text{MgCO}_3$ ). Ca-избыточные доломиты характеризуются

избытком  $\text{CaCO}_3$  до 7 мол.%. На дифрактограммах 104-пики Ca-Mg карбонатов образуют два широких максимума сложной формы и переменной интенсивности (Рисунок 1). Первый максимум формируют низкомагнезиальные и промежуточные кальциты, второй – высокомагнезиальные кальциты и Ca-избыточные доломиты. Условная граница между ними располагается на  $30^\circ 2\Theta \text{CuK}\alpha$ . Провал на дифрактограммах связан с перестройкой структуры Mg-кальцитов от истинных твердых растворов к структурам смешанных «доменных» кристаллов.

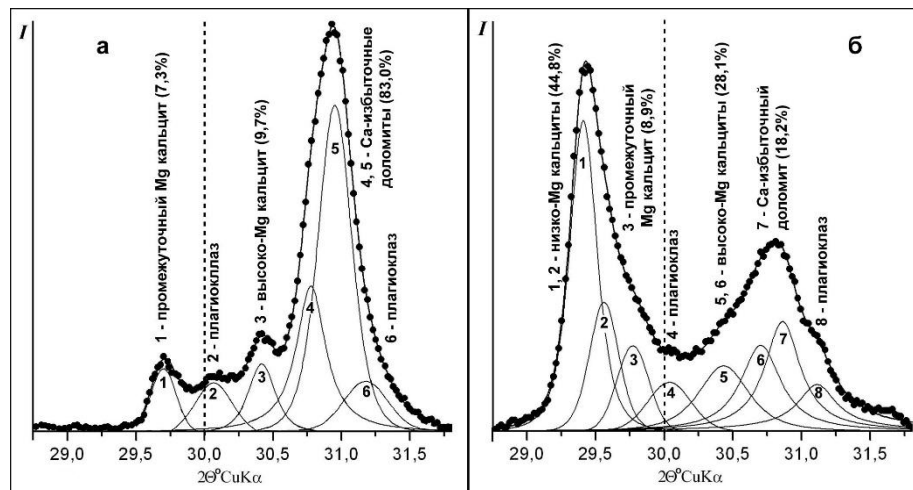


Рисунок 1 - Результаты моделирования экспериментальных XRD профилей карбонатов оз. Киран в области  $d_{104}$  пиков. Содержание карбонатов в образце принимается за 100%

Для выявления присутствующих карбонатных фаз нами используется разложение их сложных XRD профилей на индивидуальные пики функцией Пирсона VII. Определение содержания  $\text{MgCO}_3$  в структуре проводится по калибровочным графикам зависимости величины  $d_{104}$  от содержания мол.%  $\text{MgCO}_3$  [4]. Модельный подход позволяет идентифицировать карбонатные фазы и устанавливать их количественные соотношения. Аридизация климата, сопровождающаяся падением уровня вод, приводит к осаждению высоко-Mg кальцитов и Ca-доломитов (Рисунок 1, (а) и наоборот – теплый и влажный климат способствует формированию низко-Mg промежуточных кальцитов (Рисунок 1, (б)).

За последние годы нами разработан новый подход к палеоклиматическим реконструкциям, в основе которого лежат детальные минералого-кристаллохимические исследования хомогенных карбонатов озёрных осадков. Выявление совокупности карбонатных минералов, их кристаллохимических и структурных особенностей, закономерностей распределения индивидуальных карбонатных фаз в датированных осадочных разрезах малых озёр позволило впервые получить ряд высокоразрешающих летописей климата голоцена в Байкальском регионе [1, 2]. В них содержатся сведения о стратиграфическом распределении карбонатов кальцит-доломитового ряда, в которых

количество и соотношение фаз различной степени магниальности определяются величиной Mg/Ca-отношения, соленостью и общей щелочностью вод в прошлом, меняющихся в соответствии с климатическими циклами и колебаниями уровня озера. Вместе с тем каждое озеро обладает своими индивидуальными чертами, что приводит к появлению в осадках арагонита, кальцита, моногидрокарбоната, распределение которых в разрезе также является важным индикатором изменений обстановок в палеоводоеме. Показана высокая информативность нового подхода к палеоклиматическим реконструкциям, базирующегося на минералого-кристаллохимических исследованиях карбонатов малых соленых озер аридных зон.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 14-05-00296а.

#### Литература:

1. Солотчина Э.П., Скляр Е.В., Солотчин П.А. и др. Реконструкция климата голоцена на основе карбонатной осадочной летописи малого соленого озера Верхнее Белое, Западное Забайкалье // Геология и геофизика. 2012. – Т. 53. – №12. – С. 1756-1775.
2. Солотчина Э.П., Скляр Е.В., Солотчин П.А. и др. Минералогия и кристаллохимия карбонатов голоценовых осадков озера Киран (Западное Забайкалье): связь с палеоклиматом // Геология и геофизика. 2014. – Т. 55. – №4. – С. 605—618.
3. Солотчина Э.П., Солотчин П.А. Состав и структура низкотемпературных природных карбонатов кальцит-доломитового ряда // Журнал структурной химии. 2014. – Т. 55. – № 4. – с. 814-820.
4. Deelman J.C. Low-temperature formation of dolomite and magnesite. Open-access e-book. 2011. – 512 p., <http://www.jcdeelman.demon.nl/dolomite/bookprospectus.html>.
5. Drits V.A., McCarty D.K., Sakharov B., Milliken K.L. New insight into structural and compositional variability in some ancient excess-Ca dolomite // Canadian Miner. 2005. –V. 43. – P. 1255-1290.
6. Last W.M., Ginn F.M. Saline systems of the Great Plains of western Canada: an overview of the limnogeology and paleolimnology // Saline systems. 2005. 1:10, DOI: 10.1186/1746-1448-1-10.

# ГОЛОЦЕНОВОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В МАЛЫХ ОЗЕРАХ АРИДНЫХ ЗОН БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

П.А. Солотчин<sup>1</sup>, Э.П. Солотчина<sup>1</sup>, Е.В. Скляр<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ИГМ СО РАН, Новосибирск, paul\_S09@mail.ru

<sup>2</sup> ИЗК СО РАН, Иркутск, skl@crust.irk.ru

Приведена обобщенная характеристика голоценовых разрезов донных отложений ряда малых минеральных озер с интенсивным карбонатонакоплением, расположенных в аридных зонах Байкальского региона. Обозначены механизмы образования отдельных частей разрезов, дана их минералогическая характеристика. Установлено, что основными карбонатными фазами изученных отложений являются Mg-кальциты и Ca-избыточные доломиты, показана роль климатических изменений в их образовании.

Байкальский регион географически объединяет три крупных субъекта РФ - Иркутскую область, Республику Бурятия и Забайкальский край. Наибольший интерес для нас представляет та его часть, которая непосредственно примыкает к оз. Байкал и примерно совпадает с границами его водосборного бассейна. Эта область площадью более 300000 км<sup>2</sup>, отличается разнообразием физико-географических условий, ландшафтов (от горных до сухостепных), а также фациальных обстановок, в которых происходила аккумуляция голоценовых отложений. В гидрологическом аспекте отличительной чертой Байкальского региона, помимо развитой речной сети, является обилие небольших озерных бассейнов, как пресных, так и повышенной солености; последние характерны для аридных и семиаридных зон региона. Голоценовые донные осадки этих минеральных озер являются объектом наших исследований в связи с их потенциальной значимостью для палеоклиматических реконструкций.

Были изучены отложения ряда мелководных соленых и солоноватоводных озер с карбонатным типом седиментации, расположенных как на западном побережье оз. Байкал, в Приольхонье (оз. Цаган-Тырм, Холбо-Нур, Намши-Нур), так и на восточном, в Западном Забайкалье (оз. Верхнее Белое, Большое Алгинское, Киран, Сульфатное). Как правило, это бессточные водоемы небольших размеров (площадь водного зеркала обычно в пределах первых км<sup>2</sup>) и глубин (первые метры). Формирование впадин, к которым они приурочены, связано с разломной тектонической активностью в Байкальской рифтовой зоне [2]. Водно-солевое питание осуществляется за счет атмосферных осадков, подземных вод и временных водотоков. Изучался керновый материал озерных отложений, полученный бурением с поверхности льда. Методы исследований: рентгеновская дифрактометрия (XRD), ИК-спектроскопия, сканирующая электронная микроскопия, лазерная гранулометрия, анализ



стабильных изотопов  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$ , РФА СИ и атомная абсорбция. Возраст осадков определялся методом AMS ( $^{14}\text{C}$ ) по карбонатному материалу.

Мощность отложений в изученных кернах варьирует от 60 до 220 см. В подошве разрезов, как правило, залегает более грубообломочный, по сравнению с перекрывающей толщей, осадок. Иногда это крупная песчано-алевритовая фракция с отдельными фрагментами гравийной размерности, а иногда, как в Приольхонских озерах, разнозернистый (от щебня и гальки до пелита) несортированный материал (рис. 1). По составу это типичный терригенный осадок, в нем доминируют кварц, плагиоклазы, калиевые полевые шпаты, амфиболы, слоистые силикаты. Почти повсеместно присутствует заметное количество чешуек биотита, что, скорее всего, обусловлено эоловым привносом. Образование базального слоя мы относим к начальной стадии формирования озерного бассейна. Это могут быть: переотложенный аллювий, гляциальные отложения, возникшие при таянии ледников, или результаты проявления разломной тектоники. Возраст отложений не выходит за пределы голоцена; по данным радиоуглеродного датирования большинство изученных озер образовалось в начале-середине атлантического периода – теплого и влажного голоценового климатического оптимума (~ 8000 – 4800 л.н.  $^{14}\text{C}$ ).

Собственно озерная фация сложена в целом более тонкозернистым алевритовым и пелитовым материалом, значительная доля которого (в отдельных разрезах 80-90%) представлена хемогенными карбонатами. Установлено, что в составе карбонатов преобладают Mg-кальциты разной степени магнезиальности и Ca-избыточные доломиты, могут также присутствовать арагонит, кальцит, моногидрокальцит и родохрозит. Наибольший интерес представляют Mg-кальциты, обладающие необычными и ещё далеко не до конца изученными свойствами. Диагностика карбонатов кальцит-доломитового ряда методом XRD анализа проводилась по наиболее интенсивным у тригональных карбонатов отражениям  $hkl=104$ . По величине  $d_{104}$  и, соответственно, содержанию  $\text{MgCO}_3$  в структуре, Mg-кальциты делятся на три группы: низкомагнезиальные кальциты с содержанием  $\text{MgCO}_3$  менее 4–5 мол.%; промежуточные магнезиальные кальциты с 5–18 мол.%  $\text{MgCO}_3$ ; высокомагнезиальные кальциты с содержанием 30–43 мол.%  $\text{MgCO}_3$  [3]. Для

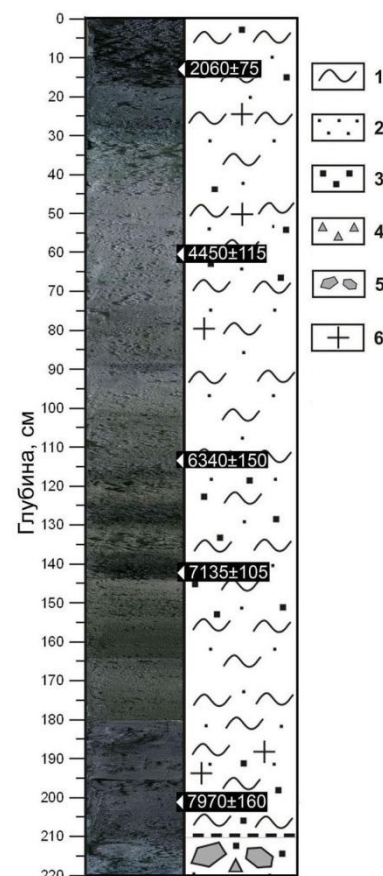


Рисунок 1 - Разрез голоценовых осадков оз. Намши-Нур. Указан возраст (лет,  $^{14}\text{C}$ ). Условные обозначения: 1 – пелит, 2 – алеврит, 3 – песок, 4 – гравий, 5 – щебень, 6 – диатомеи.

выявления всего спектра присутствующих в образцах карбонатных минералов было использовано разложение их сложных XRD профилей на индивидуальные пики функцией Пирсона VII (рис. 2). Модельный подход позволил установить положение, интегральную интенсивность пиков и получить количественные соотношения карбонатов.

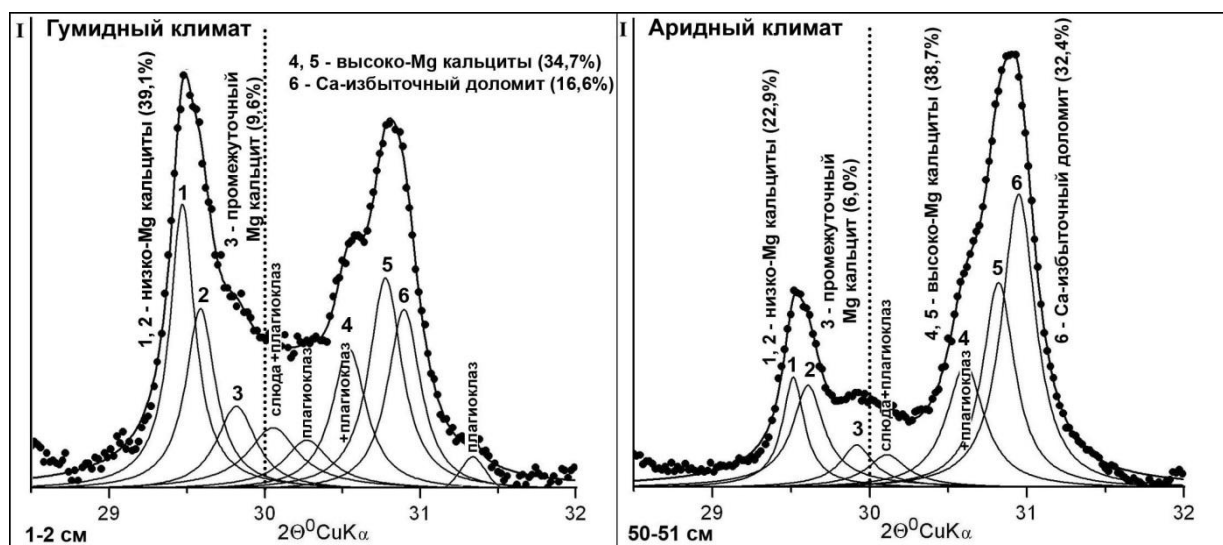


Рисунок 2 - Результаты моделирования экспериментальных XRD профилей карбонатов из осадочного разреза оз. Верхнее Белое (Западное Забайкалье) в области проявления  $d_{104}$  пиков.

Экспериментально показано, что осаждение карбонатов кальцит-доломитового ряда определяется рядом факторов:  $Mg^{2+}/Ca^{2+}$ -отношением в воде, её общей карбонатной щелочностью (концентрации  $HCO_3^-$ ,  $CO_3^{2-}$  и  $H_2CO_3$ ), соленостью, величиной pH, температурой, органической продуктивностью озера [1]. Эти факторы контролируются водным балансом озера, в конечном итоге зависящим от региональных климатических флуктуаций. В разновозрастных осадках близкорасположенных озер, находящихся в одинаковых климатических условиях (Приольхонье), ассоциация хемогенных карбонатных минералов определяется геохимической спецификой озерных вод [4]. Сопоставлением полученных результатов с данными палинологии, диатомового и элементного анализов, распределением стабильных изотопов  $^{18}O$  и  $^{13}C$  в разрезах, нами установлено, что относительное увлажнение и потепление климата приводили к преимущественному осаждению низко-Mg и промежуточных кальцитов, и, напротив, аридизация способствовала образованию высоко-Mg кальцитов и Ca-избыточных доломитов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 14-05-00296а.

#### Литература

1. Нечипоренко Г.О., Бондаренко Г.П. Условия образования морских карбонатов. М.: Наука, 1988. – 132

с.

2. Солотчина Э.П., Скляр Е.В., Солотчин П.А., и др. Голоценовая осадочная летопись озера Большое Алгинское, Западное Забайкалье: связь с палеоклиматом // ДАН. 2013. – Т. 449. – № 1 – С. 80–86.

3. Солотчина Э.П., Скляр Е.В., Солотчин П.А. и др. Реконструкция климата голоцена на основе карбонатной осадочной летописи малого соленого озера Верхнее Белое (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2012. – Т.53 – №12. – С. 1756-1775.

4. Солотчина Э.П., Скляр Е.В., Страховенко В.Д. и др. Минералогия и кристаллохимия карбонатов современных осадков малых озер Приольхонья (Байкальский регион) // ДАН. 2015. – Т.461. – №5. – С.579-585.

## **ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И МОРФОЛОГИИ МИНЕРАЛОВ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАЛЫХ ОЗЕР СИБИРИ**

**В.Д. Страховенко, Ю.С. Восель, Е.А. Овдина, Э.П. Солотчина**

*ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, Россия, e-mail: strahova@igm.nsc.ru*

В работе рассматривается современное осадкообразование в малых озерах, расположенных на территории Сибири в различных ландшафтных зонах. Исследования проводились комплексом современных геохимических и минералого-кристаллохимических методов. Использование рентгеновской дифрактометрии (XRD) и электронной микроскопии позволило установить, что наряду с накоплением терригенной материи и органического вещества в озерных осадках формируются карбонатные минералы, пирит, аморфный кремнезём, реже глинистые минералы (смектит, хлорит, иллиты), сульфаты (ангидрит, гипс, тенардит) и галит. Выявлена зависимость ассоциаций новообразованных хемогенных карбонатных минералов и их кристаллохимических характеристик в донных отложениях озёр от геохимической специфики озёрных вод и биохимических процессов, протекающих в озерах.

В Сибири площадь озер составляет 4,3% поверхности суши [1]. Из них 90% - это мелководные водоемы площадью от 0,01 до 1 км<sup>2</sup>. При изучении процессов осадкообразования в малых озерах, возникновение и развитие которых непосредственно связано с процессом формирования рельефа местности и изменением природно-климатических условий, происходит минимизация числа факторов, влияющих на геохимический и минеральный состав осадков. Изучение причинно-следственных связей между геохимическим и минеральным составом донных отложений (ДО) озер, их водосборными бассейнами и окружающей средой становится все более актуальным в связи с добавлением в эту систему антропогенной составляющей [2,3].

Объекты исследования – донные отложения 164-х малых континентальных озер, расположенных в разных ландшафтных зонах Сибири: гумидной, аридной и семиаридной, а также в горных условиях. Поинтервальный отбор проб керна ДО проведен с катамарана цилиндрическим пробоотборником с вакуумным затвором с шагом 3 см на глубину до 120 см. На основе применения современных аналитических методик и методов, аккредитованных Госстандартом РФ, изучено распределение элементов по стратифицированным горизонтам ДО и их минеральный состав. Методами атомно-адсорбционного и сцинтилляционной  $\gamma$ -спектрометрии исследовано 257 проб озерной воды, 1117 почвенных проб, 3112 ДО, гидробионты – 187 проб, горных пород ложа озер – 107 проб. Изучение морфологии, фазового

и химического состава минералов ДО (69 проб) проводилось с использованием сканирующего электронного микроскопа MIRA 3 TESCAN (СЭМ). Минеральный состав изучен в 211-ти пробах ДО и 34-х почв методом рентгеновской дифрактометрии (XRD), дифрактометр ARL X'TRA, излучение Cu K $\alpha$ .

Кластер-анализ R-типа выполненный по данным АА и РФА анализов разбивает выборку проб ДО на три основные группы макро- и микроэлементов с отрицательными коэффициентами корреляции между ними, обособлено располагаются уран и кадмий. Первую группу представляют такие породообразующие элементы как K, Al, Si, Fe, входящие в состав минералов терригенной (обломочной) части ДО – кварца, полевых шпатов и слюды. К ним добавляются практически все изученные микроэлементы. Их концентрации в осадке возрастают с увеличением зольности образца. Вторая группа (Ca, Sr, Mn, Mg) – элементы, входящие в состав карбонатов, и их содержание определяется наличием в ДО карбонатных минералов. К третьей группе относятся органогенные элементы (C, P, H, N, S), и ртуть, которая, по-видимому, содержится в осадке в виде органоминеральных соединений.

По данным XRD и СЭМ установлено, что преобладающими минералами обломочной фракции являются полевые шпаты, кварц и слюда. В резко подчиненном количестве присутствуют второстепенные минералы: роговая обманка, пироксены, эпидот, иллит. Акцессорные минералы представлены цирконом, титанитом, рутилом, ильменитом, апатитом, монацитом, магнетитом, ильменитом, гематитом и гранатом. Гранулометрический анализ обломочного материала показал преобладание алевропелитовой и пелитовой фракций в осадках центральной части озер при значительной (около 25%) представительности более крупной фракции (>0,25мм) в зоне приобья. Химический и минеральный составы терригенной фракции ДО полностью отвечают таковым горных пород, слагающих водосборные площади озер. Количество того или иного минерала в терригенной фракции может существенно меняться от озера к озеру, даже расположенных компактно на небольшой территории, при этом его химический состав идентичен составу этого минерала в горных породах водосборных территорий. Минералы горных пород поступают в ДО озер практически невыветрелыми, слабоокатанными, чаще всего лишь механически измельченными [4,5]. Только небольшая часть слюд и темноцветных минералов разрушается с образованием слоистых алюмосиликатов с переменным содержанием в структуре Mg, Fe, Al, Si при наличии следовых концентраций K, Ca и Na.

Содержание органического вещества (ОВ) в ДО значительно меняется не только в озерах разных ландшафтных зон, но и в озерах, расположенных вблизи друг друга в одной ландшафтно-климатической зоне. Значительные содержания ОВ в озерах степного ландшафта (до 80 % от общей массы ДО в оз. Хара-Нур) объясняются химическим составом вод (содовые

или содово-сульфатные). Именно содовые озера характеризуются высокой продуктивностью ОВ, обусловленной, прежде всего, высокой доступностью фосфора, который долго сохраняется в рецикле из-за малых концентраций кальция и железа, которые его обычно связывают [6]. Исходное ОВ, накапливающееся в верхнем слое ДО, подвергается процессам биохимического преобразования в анаэробных условиях метаногенеза, денитрификации и сульфатредукции [7]. На микробактериальную деятельность указывает целый ряд факторов: наличие в водах озер выходов газовых пузырьков на границы вода-дно, сильный запах сероводорода, часто лимонно-желтый цвет вод и присутствие в осадках, начиная с глубины 1 мм, пирита, содержание которого может достигать 8 % (оз. Камбала). Пирит присутствует в ДО озер всех ландшафтных зон, в разных количествах в виде одиночных фрамбоидов и их скоплений, кристаллов различного габитуса.

Изученные озера характеризуются процессами современного минералообразования. Кроме, выше названного пирита в ДО озер образуются карбонаты, аморфный кремнезём (который кристаллизуется в кварц), и в резко подчиненном количестве хлорит, иллит, каолинит, смектит, ангидрит, гипс, тенардит, галит. Особенностью карбонатного накопления в донных осадках является преобладание биохемогенного и биогенного механизма извлечения  $\text{CaCO}_3$  из озерной воды по сравнению с хемогенным, где осаждение карбонатов происходит чисто химическим путем. В изученных озерах высокая карбонатная щелочность и повышенная соленость вод (более 4 г/л) способствуют хемоосаждению высоко-Mg кальцитов, Са-избыточных доломитов и доломитов стехиометрического состава. В ДО таких озер отмечаются высокие отношения Mg/Ca и низкие содержания ОВ. Биогенный генезис имеют обломки раковин, скелетов животных и некоторых водорослей, которые сложены либо аморфным кремнезёмом, либо арагонитом или кальцитом от стехиометрического состава до низкомагнезиального, иногда моногидрокальцитом. При биохимическом генезисе биота играет косвенную роль, меняя рН среды при усвоении углерода из воды и способствуя химическому выпадению карбонатного осадка. Эти карбонаты образуются в ДО в результате аккумуляции на поверхности минерализованных компонентов мертвой биомассы в виде зонально-концентрических образований или массы мелких лепешковидных выделений и представлены низкомагнезиальным и/или промежуточным кальцитом.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 13-05-00341а, № 14-05-00296а) по Программе ФНИ государственных академий наук.

#### Литература:

1. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1962 – 550 с.
2. *Заварзин Г.А.* Планета бактерий // Вестник Российской Академии наук, 2008, т.78, № 4, с.328-336.

3. Макаркина Н.В. Структура и функционирование зоопланктона степных бессточных озер Байкальской Сибири // Дис. канд. биол. наук. Улан-Удэ: Бурят. гос. ун-т., 2009, 172 с.
4. Страховенко В.Д. Геохимия донных отложений малых континентальных озер Сибири // Автореферат диссертации на соискания ученой степени доктора геолого-минералогических наук, 2011, Новосибирск, 36 с.
5. Страховенко В.Д., Таран О.П., Ермолаева Н.И. Биогеохимия современных биокосных систем (на примере донных отложений озер Обь-Иртышского междуречья) // Геохимия живого вещества: материалы Международной молодежной школы-семинара (Томск, 2-5 июня, 2013); Томск, Изд-во ТПУ, 2013, с. 99-106.
6. Заварзина Д.Г., Жилина Т.Н. Ранняя колонизация суши // Сер. «Геобиологические системы в прошлом». М.: ПИН РАН, 2012, с. 69-91.
7. Розанов А.Ю. Некоторые вопросы бактериального минерало- и седиментообразования // Бактериальная палеонтология: Тез. междунар. конф. М.: ПИН РАН, 2002, с. 68.

## **ВЛИЯНИЕ ДОЛЕДНИКОВОЙ МОРФОЛИТОСТРУКТУРЫ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ НА ГЛЯЦИОДИНАМИКУ И ЛЕДНИКОВЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ**

**Н.Г. Судакова, Г.М. Немцова**

*МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, e-mail: paleo@inbox.ru*

Рассмотрены особенности доледниковых морфолитоструктур Русской платформы, влияющие на геодинамику ледниковых покровов в связи с освоением ими различных удаленных, транзитных и местных питающих минералогических провинций. Установлены закономерности зональной, посекторной и провинциальной изменчивости минералогического состава морен, которые необходимо учитывать при диагностике и корреляции ледниковых горизонтов.

Установление закономерностей ледникового литогенеза и формирование вещественного состава морен в целях их диагностики и литологической корреляции – актуальная задача комплексного исследования. При этом определяющее значение имеет оценка влияния на интегральный состав ледниковых отложений питающих минералогических провинций через структуру и динамику ледникового покрова, осваивавшего удаленные, транзитные и местные питающие провинции древнеледниковой области. Детальное изучение структуры и литологии минералогических провинций [1, 3, 4] необходимо для выяснения факторов пространственной изменчивости и учета региональной специфики состава морен при проведении межрегиональных сопоставлений [5].

Для выявления закономерностей формирования литосистем с учетом унаследованных характеристик необходим сопряженный анализ геологических, палеогеографических и динамико-генетических факторов ледникового литогенеза, вносящих свой особый вклад в формирование сбалансированного минералогического состава морен. Исходным материалом

для сравнительного анализа и обобщения послужили статистически надежные данные комплексного анализа вещественного состава морен.

Принимая во внимание тесную зависимость состава морен от геологического строения ледникового ложа, на первый план выдвигается тщательный анализ питающих провинций. В качестве конструктивного решения предлагается комплексное минералогическое районирование территории по двум палеогеографическим срезам: доледниковой поверхности пород ложа и многослойной ледниковой толщи.

Доледниковая морфолитоструктура древнеледниковой области неоднородного геологического строения представляет систему обособленных питающих провинций, среди которых различаются удаленные, транзитные и местные, характеризующиеся специфическим набором терригенных, аутигенных и глинистых минералов. Удаленными питающими провинциями для ледниковых отложений служили: Скандинавский центр, (богатый амфиболами, пироксенами, гранатом, цирконом, а из глинистых минералов – иллитом) и Североуральско-Новоземельский центр, поставлявший в изобилии эпидот и хлорит. Транзитные и местные питающие провинции коренных пород Русской платформы представлены карбонатными и терригенными разностями, которые отличаются разнообразием полимиктовых и олигомиктовых минеральных комплексов.

Выделенные ассоциации ведущих терригенных, аутигенных и глинистых компонентов, свойственных коренным породам, послужили основанием для обособления на составленной карте десяти доледниковых питающих провинций с определенным комплексом руководящих минералов [2]. Так, максимальные концентрации роговой обманки, граната и иллита тяготеют к Балтийскому щиту и его периферии; рудные минералы концентрируются преимущественно в полях среднедевонских и верхнепермских песчаных пород. Эпидот приурочен к восточному флангу территории, находившемся под влиянием Тимано-Уральской области сноса. Поля распространения характерных аутигенных минералов (глауконита, сульфидов, сидерита) связаны с выходами юрских и меловых пород. В целом в структуре питающих доледниковых провинций выделяются два главных ареала – эпидотовый на восточном фланге Русской платформы, связанный с Тимано-Уральской областью сноса, и амфиболово-гранатовый, находящийся под влиянием Фенноскандии. Они включают десять территориальных подразделений более мелкого ранга.

Особенности орографии и литологии доледниковой поверхности во многом определяют структуру и динамику ледниковых покровов, оказывают влияние на экзарационно-аккумулятивную деятельность и направление движения ледниковых потоков, а в итоге – на формирование вещественного состава ледниковых отложений. При поиске закономерностей ледникового морфолитогенеза на первый план выступает анализ структуры

и динамики разновозрастных ледниковых покровов в связи с особенностями осваиваемых ими питающих провинций коренного ложа. Положительные элементы палеорельефа воздействовали на потоковую и маргинальную структуру ледникового покрова, выполняя функции ледораздельных зон и маргинальных барьеров; корректировали направление движения отдельных потоков; создавали предпосылки для формирования краевых ледниковых зон. Ледоразделы и ледниковые потоки разграничивают площади влияния удаленных питающих провинций по секторам и контролируют пути транзита ледникового материала, тогда как морфолитоструктуры коренного основания маркируют ареалы местного питания.

Систематизация полученных данных позволяет уточнить структуру минералогических провинций неоплейстоценовой толщи и выявить пространственно-временные закономерности изменчивости состава ледниковых отложений [6]. Плейстоценовые минералогические провинции отражают закономерности посекторной, зональной и провинциальной изменчивости минералогических спектров морен в соответствии со сбалансированным влиянием удаленных, транзитных и местных питающих провинций. В древнеледниковой области Русской равнины выделены две макропровинции (западная роговообманково-гранатовая с иллитом и восточная эпидот-роговообманковая смектит-иллитовая), подразделенные на провинции и подпровинции. Элементы зональной структуры минералогических провинций связаны с зональным расположением аккумуляций разновозрастных ледниковых покровов. Посекторно с запада на восток в ледниковых отложениях уменьшается доля граната Скандинавского происхождения (с 23 до 15 %) и иллита за счет возрастания в том же направлении содержания эпидота (с 5 до 20 %) и смектита. В то же время радиально в дистальном направлении снижается процент неустойчивой роговой обманки и иллита.

Установленные закономерные тенденции пространственной изменчивости минералогического состава морен предопределяются особенностями геологического строения и рельефа подстилающих пород в связи с радиальной потоковой структурой ледниковых покровов. Минералогические провинции интегрально отражают основные закономерности посекторной, зональной и провинциальной специфики их минералогических ассоциаций, что необходимо принимать во внимание при стратиграфических построениях и палеогеографических реконструкциях.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 14-05-00222.

Литература:



1. Батурин В.П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.-Л. 1947. 292 с.
2. Немцова Г.М., Судакова Н.Г. Палеогеографическое значение питающих доледниковых провинций Центра и Севера Русской равнины // Вестник Московского ун-та. Серия 5. География. 1981. № 1. С. 28-38.
3. Реконструкция палеогеографических событий среднего неоплейстоцена Центра Русской равнины. Изд. МГУ. 2008. 166 с.
4. Рухина Е.В. Литология ледниковых отложений. Л.: Недра. 1973. 176 с.
5. Судакова Н.Г. Актуальные вопросы межрегиональной корреляции ледниковых горизонтов. Литологическая концепция // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2008. № 68. С. 50-58.
6. Судакова Н.Г., Немцова Г.М. Минералогические провинции древнеледниковой области Русской равнины // Вестник Московского ун-та. Серия 5. География. 2004. № 2. С. 42-47.

## **ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ**

**С.М. Усенков**

*СПбГУ, Санкт-Петербург, e-mail: s.usenkov@spbu.ru*

В ходе экспедиционных исследований по обеспечению разных этапов реализации шельфовых нефтегазовых проектов получена новая информация по современному седиментогенезу в юго-западной части Карского моря. В данной работе на основе проведенных детальных литологических исследований, а также анализа батиметрической и гидрологической информации рассматриваются источники поступления и пути перемещения осадочного материала, структурные особенности поверхностных донных отложений и распределение динамических типов дна.

Гетерогенность геолого-геоморфологического строения дна, насыщенная событиями палеогеографическая история, неординарные гидрологические особенности, присутствие льда как агента переноса осадочного материала, а также большая протяженность обрамляющих берегов обуславливают многообразие типов терригенных донных осадков в юго-западной части Карского моря. Последние являются информативным объектом исследования, свойства которого отражают разнообразие и взаимодействие механизмов мобилизации осадочного вещества, переноса и седиментации.

**Геоморфологические особенности.** В пределах юго-западной части Карского моря основными крупными орографическими элементами являются Восточно-Новоземельский желоб и Западно-Карская ступень [4]. Восточно-Новоземельский желоб протягивается вдоль Новоземельского поднятия, имея на всем протяжении ширину 80-120 км и глубину до 400м. Желоб является замкнутым и не имеет выхода к бровке шельфа. Склоны желоба осложнены подводными долинами и террасами, уклон достигает нескольких градусов. Характерной особенностью желоба является относительно малая мощность рыхлых осадков. Вероятно,

продолжительное время желоб был покрыт ледником, препятствующим поступлению и накоплению осадочного материала. Западно-Карская ступень лежит батиметрически выше желоба и отличается крайне расчлененным эрозионным и эрозионно-денудационным рельефом. Характерны долины, которые имеют ширину 10-15 км, их врез превышает 100 м. Также в изобилии встречаются локальные переуглубления, которые могут быть эффективными ловушками для донных осадков.

**Гидродинамика.** Основными элементами циркуляции вод в юго-западной части Карского моря являются Восточно-Новоземельское и Ямальское течения, направления которых в первую очередь определяются рельефом морского дна [3]. Водные массы движутся преимущественно вдоль изобат.

Гидрологическая структура Приновоземельского течения характеризуется наличием ярко выраженного термоклина. Возникающий даунвеллинг приводит к перемещению холодных и соленых вод в более глубоководные части желоба. Течение достаточно сильное, его скорость достигает 50 см/с.

Во фронтальной зоне Ямальского течения, располагающейся вдоль склона на глубинах 18-100 метров, отмечаются максимально высокие значения скорости и повышенная турбулентность, что препятствует проникновению тонких фракций в более глубоководные районы Приямальского шельфа.

На склоне желоба создаются условия для возникновения турбидитных течений. Вследствие взаимодействия между суспензионным потоком и вышележащей стратифицированной толщей воды в верхней части склона бассейна могут возникать контурные течения.

**Источники седиментационного материала:** основные - абразия берегов и подводного склона. Согласно оценкам А.А. Васильева [1] за счет береговой эрозии ежегодно поступает  $32,5 \cdot 10^6$  т. Существенна также роль речного стока Оби и Енисея в поставке осадочного вещества. Согласно существующим оценкам, Обь, предположительно, поставляет ежегодно в среднем  $15,5 \cdot 10^6$  т, Енисей –  $5,1 \cdot 10^6$  т [5]. Роль материала эолового и ледового разноса в седиментационном балансе мала. Так, количество эолового материала в осадках Карского моря составляет всего  $0,1 \cdot 10^6$  т в год [6].

**Гранулометрический состав осадков.** По содержанию различных размерных групп выделены следующие типы осадков: моногранулярные, бигранулярные (переходные) и миктиты (смешанные) [2].

Моногранулярные осадки отличаются хорошей степенью сортировки и, вероятно, высокой степенью зрелости. Поля распространения моногранулярных пелитов, прежде всего, связаны с Восточно-Новоземельским желобом. Отмечаются они также в локальных

понижениях морского дна в пределах Западно-Карской ступени к западу от полуострова Ямал и отчасти в Байдарацкой губе. Моногранулярные пески занимают значительную по площади часть прибрежного мелководья, постепенно сменяясь на глубинах 8-20 метров более тонкими в гранулометрическом отношении осадками.

Бигранулярные осадки - алевритовые пелиты, пелитовые пески и пелитовые алевриты - слагают основную часть дна изученной акватории. Они развиты на поднятиях в центральной части Западно-Карской ступени и восточном борту Новоземельского желоба. Вероятно, данный гранулометрический тип определяют процессы размыва и переотложения.

Миктиты (песчано-пелито-алевритовые и песчано-алеврито-пелитовые осадки) распространены на юге Западно-Карской ступени. Поля распространения смешанных осадков приурочены к возвышенностям, сложенным неогеновым и палеогеновым породам или ледниковым диамиктонам. Вероятно, данные слабо консолидированные образования размываются периодическими придонными течениями, формируя плащ плохо дифференцированных отложений.

*Динамические типы дна.* На основе детального анализа комплекса морфолитодинамических особенностей, а также структурных характеристик осадков выявлены области эрозии, транзита и аккумуляции обломочного материала. Области аккумуляции преобладают там, где наиболее тонкий осадочный материал отлагается окончательно. Зоны транспортировки характеризуются прерывистым процессом осаждения тонких частиц и, напротив, области эрозии, превалируют там, где алевропелитовый материал не накапливается. Распределение обстановок осадконакопления в Карском море гетерогенно (пятнисто), что отражает в локальном отношении взаимодействие между неоднородностями топографии дна и процессами транспорта осадочного материала, а в региональном - обусловлено различиями в геологических и гидродинамических условиях мелководной и бассейновой частей моря.

Согласно предлагаемой концептуальной модели в пределах юго-западной части Карского моря медленный циклонический перенос осадочного материала в ледовый период к северу по направлению к основным областям аккумуляции периодически прерывается в безледное время ресуспезией осадков и транспортировкой вещества под воздействием ветровых волн. Глубина волнового воздействия (волновая база) для Карского моря составляет ориентировочно 15-20 м. Течения, индуцированные экстремальными штормами осенью, перемещают осадочный материал из эстуарных областей в более глубоководные части бассейна. Вероятно, существенное значение в транспортировке осадков отводится речным стоковым течениям. Благодаря геострофическому эффекту тонкий материал алевропелитовой размерности перемещается в основном против часовой стрелки.

Литература:

1. *Васильев А.А.* Влияние факторов природной среды на динамику морских берегов западного сектора Российской Арктики // Криосфера Земли, 2005, т. IX, №3, с. 64–72.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист S-41-43-О. Белый. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2004. – 206 с.
3. *Зацепин А.Г., Морозов Е. Г., Демидов А. Н. и др.* Циркуляция вод в юго-западной части Карского моря в сентябре 2007 г. Океанология, 2010, том 50, № 5, с. 683–697.
4. *Зинченко А. Г.* Новая орографическая схема Арктического шельфа России // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. Вып. 3. С.39-56.
5. *Gebhardt A.C., Gaye-Haakeb B., Ungerc D. et al.* A contemporary sediment and organic carbon budget for the Kara Sea shelf (Siberia) // Marine Geology №220 (2005). P. 83-100.
6. *Stein, R.* Arctic Ocean Sediments: Processes, Proxies, and Paleoenvironment. Developments in Marine Geology, vol. 2. Elsevier, 2008. - 592 p.

## **РОЛЬ МИКРОБИАЛЬНЫХ СООБЩЕСТВ В КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИИ**

### **ДОКЕМБРИЯ**

**Е.М.Хабаров**

*ИНГГ им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, e-mail: KhabarovEM@ipgg.sbras.ru*

На основе результатов седиментологического изучения мезо-неопротерозойских карбонатных комплексов Сибирской платформы и ее складчатого обрамления установлены типовые ассоциации разнообразных шельфов, склонов и бассейновых равнин. Показана ведущая роль микробиальных сообществ в генерации первичного карбонатного материала и в формировании морфологически разнотипных строматолитовых построек. Анализ мирового материала по карбонатным формациям показывает, что ведущая роль микробиальных сообществ в генерации карбонатного материала и формировании органогенных построек прослеживается в явном виде с мезозархей.

Выяснение роли микробиальных сообществ в генерации первичного карбонатного материала и формировании структурно разнотипных карбонатных осадочных систем в докембрийских бассейнах остается одной из актуальных задач осадочной геологии. В качестве базовых объектов исследования выбраны карбонатные формации мезо-неопротерозоя Сибирской платформы и ее обрамления, где они составляют значительные части разрезов, сформировались в геодинамически разнотипных бассейнах и охватывают в основном весь спектр типовых моделей позднедокембрийского карбонатонакопления.

Нередко отрицается активная роль микробиальных сообществ в генерации карбонатных частиц и неспособность строматолитов создавать рельефные постройки в

высокоэнергетических обстановках. Результаты изучения как докембрийских, так и современных строматолитов свидетельствует о многочисленных примерах кальцитизации некоторых микробиальных сообществ в период их активной деятельности на поверхности и ниже поверхности мата в результате фотосинтеза и повышения рН среды и, возможно, при внутриклеточных реакциях при разложении бикарбоната кальция. Минерализация резко возрастала после отмирания нижних частей мата за счет бактериальной декомпозиции первичного органического вещества.

Интенсивная деструкция строматолитовых построек давала огромную массу интракластического материала разной размерности [1,2]. В некоторых случаях объем строматокластов в докембрии был соизмерим с производством карбоната современными известьвыделяющими водорослями [4]. Зоны активного строматолитообразования в позднем докембрии служили основным источником карбонатного материала для прилегающих склонов и бассейновых равнин, а также и для некоторых лагунно-шельфовых обстановок [2]. Кроме того, строматолитовые постройки служили ловушками для карбонатного материала, который концентрировался между столбиками и биогермами, а также бронировали осадки, защищая их от размыва.

Иначе, микробиальные сообщества в докембрии, продуцируя  $\text{CaCO}_3$ , создавали устойчивые специфические каркасные системы, которые в процессе роста могли достигать уровня моря, противостоять сильным штормам и течениям и влиять на характер седиментации в окружающем пространстве. В этом смысле они гомологичны фанерозойским рифам [2,3,6 и др.].

Прямое или косвенное влияние микробиальных сообществ на генезис различных карбонатных зерен (оолитов, пизолитов, микрокомков) также устанавливается достаточно определенно. Сложнее установить происхождение микрита. Изучение докембрийских карбонатных формаций показывает, что микриты (бывшие илы) в пределах мелкого шельфа пространственно связаны с зонами массового производства первичного карбонатного материала. Наблюдаются все переходы от строматолитовых пород к тонкоинтракластическим, а последних - к микритовым, т.е. микриты, скорее всего, являются преимущественно продуктами дезинтеграции строматолитовых и оолито-пизолито-комковатых пород. Вместе с тем, если использовать механизм биостимуляции при образовании кристаллов карбоната Са в верхних горизонтах докембрийских морей планктонными микробиальными сообществами по аналогии с современным фитопланктоном [5], то можно допустить пелагическое биохимическое происхождение части ила. Микриты глубокого шельфа, а также склонов и прилегающих бассейновых равнин включают две разновидности. Первые явно входят составным элементом в градационные слои штормовых

и глубоководных турбидитов. Другая разновидность микритов не имеет явных признаков отложения из мутьевых потоков. Однако ассоциация их с дистальными турбидитами показывает, что карбонатный ил все же частично может быть связан с осаждением тонких частиц из замирающих турбидных потоков или же с выпадением частиц из мутьевого «облака», которое возникает на шельфе и распространяется в верхнем слое воды. Этот механизм изучен на современных примерах [7] и хорошо согласуется с результатами исследований докембрийских отложений зон перехода от шельфов к бассейновым равнинам. Количество гемипелагического материала и ширина области его распространения от края карбонатных шельфов резко возрастает, если часть ила, увлекаемого мутьевыми потоками вниз по склону, будет отделяться от основного потока и двигаться в горизонтальном направлении вдоль поверхностей раздела по плотности воды. Следовательно, основная масса карбонатного ила зон глубокого шельфа, склонов и бассейновых равнин докембрийских бассейнов поступала с мелководных шельфов с интенсивным производством карбонатного материала.

Отсутствие в докембрии разнотипных известь-продуцирующих организмов определяет относительное однообразие карбонатных пород, а также не всегда выразительную структурно-морфологическую дифференциацию осадочных систем, которые в целом гомологичны фанерозойским.

В эволюции микробных построек выделено несколько этапов: палеоархейский (3,2-3,6 Ga), мезоархейский (2,8-3,2 Ga), неоархейский (2,5-2,8 Ga), палеопротерозойский 1 (2,3-2,5 Ga), палеопротерозойский 2 (1,75-2,3 Ga), палеопротерозойский 3 (1,6-1,75 Ga), мезопротерозойский 1 (1,35-1,6 Ga), мезопротерозойский 2 (1,0-1,35 Ga), неопротерозойский 1 (0,85-1,0 Ga), неопротерозойский 2 (0,65-0,85 Ga) и неопротерозойский 3 (вендский) (0,543-0,65 Ga). С палеоархея до раннего неопротерозоя фиксируется долговременный тренд на возрастание количества и разнообразия строматолитовых конструкций, а затем их быстрое уменьшение. Четко фиксируется несколько этапов редукции строматолитообразования и деструкции морских бассейнов в периоды становления и высокого стояния суперконтинентов. Важный рубеж в карбонатонакоплении наблюдается в позднем мезоархее (около 3 млрд. лет назад), который связан с формированием относительно крупных блоков с сиалической корой и шельфами. С этого времени фиксируются мощные (сотни метров) карбонатные платформы с краевыми рифоподобными строматолитовыми постройками и склонами с разнотипными гравититами и гемипелагитами. Эволюция рифогенных систем в докембрии определялась, в первую очередь, общей эволюцией литосферы, благодаря которой в определенные эпохи создавались и прекращали свое развитие бассейны, благоприятные для массового развития

микробиальных сообществ, а также усложнением структуры микробиальных сообществ-строматолитообразователей.

Литература:

1. Семихатов М. А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983.- 224 с.
2. Хабаров Е.М. Карбонатная седиментация в мезонеопротерозойских бассейнах юга Восточной Сибири и некоторые вопросы эволюции рифообразования в докембрии Позднепротерозойские рифы и рифоподобные постройки юга Восточной Сибири // Геология и геофизика 2011, т.52, № 10, с. 1447-1465.
3. Grotzinger J.P. Evolution of Early Proterozoic passive-margin carbonate platform, Rocknest Formation, Wopmay Orogen, Northwest Territories, Canada // J. Sediment. Petrol., 1986, v. 56, N 6, p.831-846.
4. Lanier V.P. Structure and Morphogenesis of Microstromatolites from the Transvaal Supergroup, South Africa. // J. Sediment. Petrol., 1988, v. 58, N 1, p. 88-99.
5. Robbins L.L., Blackwelder P.L. Biochemical and ultrastructural evidence for the origin of whittings: A biologically induced calcium carbonate precipitation mechanism // Geology, 1992, v. 20, N 5, p. 464-468.
6. Samy T.T., James N.P. Evolution of Early Proterozoic foreland basin carbonate platform, lower Pethei Group, Great Slave Lake, north-west Canada // Sedimentology, 1993, v. 40, N 3. p. 403-430.
7. Wilson P.A., Roberts H.H. Density cascading: off-shelf sediment transport, evidence and implications, Bahama Banks // J. of Sediment. Res., 1995, v. A65, N 1, p.45-56.

**ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ПОГРАНИЧНУЮ МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВУЮ ЭПОХУ ДЕСТРУКТИВНОГО ТЕКТОГЕНЕЗА (НА ПРИМЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЕВРАЗИИ)**

**Ю.Г. Цеховский**

*ГИН РАН, Москва, email: tsekhovsky@mail.ru*

Для пограничной мел-палеогеновой эпохи субглобального выравнивания рельефа суши материков и деструктивного тектогенеза показано своеобразие процессов седиментогенеза на континентах и в прилегающих морях. Главной особенностью эпохи являлась активизация режима растяжения земной коры, что резко усиливало поступление на земную поверхность глубинных продуктов (связанных с вулканизмом, гидротермальной деятельностью и газовыми эманациями). При этом, сравнительно с орогенными эпохами конструктивного тектогенеза (с доминированием режима сжатия), менялись все звенья цепи седиментогенеза: мобилизация осадочного материала в областях денудации, его транспортировка и осаждение.

Ряд авторов в геологической истории Земли выделяют тектонически активные эпохи с доминированием процессов сжатия и растяжения [1, 4], которые соответственно именуется контракционными (или конструктивными) и экспансионными (деструктивными). Для эпох конструктивного тектогенеза характерными признаками на континентах являются проявления орогенеза, складчато-надвиговых деформаций и накопление орогенных моласс.

С эпохами деструктивного тектогенеза связывают интенсивное рифтообразование и базальтовый вулканизм, а также пенеппенизацию рельефа, формирование кор выветривания, активизацию гидротермальной деятельности, образование грабенов. При этом на суше накапливались тонкообломочные продукты перемыва гумидных (кварцево-каолиново-латеритных) или аридных (кварцево-карбонатно-сметитовых) кор выветривания, которые в широко развитых грабенах (изолированных, образующих протяженные пояса, или участвующих в строении рифтовых зон) сменялись обогащенными грубым материалом фэновыми формациями.

Важной особенностью осадконакопления в эпохи деструктивного тектогенеза являлось интенсивное влияние на седиментогенез глубинных продуктов вулканогенно-газово-гидротермальной природы. Ниже кратко перечислим остающиеся еще сравнительно слабо изученными или дискуссионными подобные процессы, которые ранее частично были рассмотрены на примере пограничной мел-палеогеновой эпохи деструктивного тектогенеза в пределах Центральной и Восточной Евразии [4]. На этой территории формы проявления процессов растяжения в центральных стабильных платформенных участках материка и его подвижной тихоокеанской окраине заметно менялись.

На Восточно-Европейской, Туранской, Сибирской и других платформах, а также в Центрально-Азиатском подвижном поясе процессы растяжения проиодили к возникновению пенеппенизированного рельефа (с площадными корами выветривания), активизации гидротермальной деятельности и появлению локальных очагов базальтового вулканизма. С продуктами вулканизма (из местных или удаленных источников) связаны маломощные и локально развитые тела эффузивов и многочисленные пепловые горизонты с грубой или тонкой пирокластикой, а также продуктами ее преобразования. Последние в отложениях Южно-Русского, Туранского, Западно-Сибирского морей представлены монтмориллонитом, глауконитом, опалом и цеолитами [2,4].

Следы привноса гидротермами глубинного кремнезема в области осадконакопления фиксируются появлением в нижнекайнозойском осадочном чехле многочисленных кремнистых даек, связанных с ними пластовых тел и наддайковых куполов. Несомненно, что данный источник (наряду с корами выветривания) способствовал массовому накоплению морских трепелов, опок и диатомитов. Кроме того, разгрузка гидротерм приводила к возникновению скоплений гетитовых железных руд, фосфатов и глин (сметитовых или каолинит-галлуазитовых, иногда с примесью гиббсита), что показано на примере палеоценового хоперского горизонта Восточно-Европейской платформы [3]. При этом участвующие в его строении карбонатные осадочные породы нередко метасамотически замещались гетитом и, в меньшей мере, кремнеземом и фосфатами. Активный вклад в морское



осадконакопление характеризуемой эпохи (с доминированием обстановок растяжения земной коры) вышеотмеченных продуктов, связанных с глубинными источниками, привел к возникновению своеобразного типа парагенеза, выделенного, в составе кремнисто-глауконитовой формации [2]. На характеризуемой территории последняя больше не встречается в разрезах мезозойско-кайнозойских отложений, образовавшихся при ином типе тектонического режима.

Процессы растяжения определяли также характер ландшафтов областей денудации на древней суше [4]. Р. И. Никоновой, Г.И. Худяковым и другими геоморфологами показано, что эти глубинные процессы (наряду с выветриванием и эрозией) приводили к пенеппенизации суши и образованию покровов коры выветривания с продуктами их перемыва. Многие данные подтверждают также и гипотезу В.Н. Разумовой (1977 г.), отмечающую важный вклад гидротерм в образование мощных кор выветривания. Она справедливо считает, что поступление в зону гипергенеза восходящих термальных вод усиливало процессы химического выветривания. Кроме того, в рассматриваемую эпоху возрастало содержание в атмосфере  $\text{CO}_2$  за счет активной вулканогенно-гидротермальной деятельности. Это повышало насыщенность поверхностных вод углекислотой, что также способствовало химическому выветриванию пород [Муравьев, 1983].

Традиционно считается, что на рубеже мела и палеогена восточная подвижная окраина Евразийского материка была охвачена ларамийским тектогенезом. С его обстановками сжатия связывают возникновение горного рельефа и проявление складчато-надвиговых деформаций на этой территории, где накапливались грубообломочные отложения, относящиеся к орогенным молассам. Однако последние данные многих геологов позволяют считать, что в характеризуемую эпоху и на этой территории доминировали процессы растяжения земной коры [4]. С последними связано усиление рифтообразования и преимущественно базальтового вулканизма, возникновение протяженных поясов грабенов, а также локальное появление пенеппенов и кор выветривания. Наиболее интенсивный вулканизм и накопление мощных (в сотни и первые тысячи метров) толщ эффузивов были приурочены к Восточно-Азиатскому вулканическому поясу, а также многочисленным рифтам и вулканическим дугам. Выявлены своеобразные условия образования вулканогенно-осадочных пород в грабенах, где грубообломочные отложения (принимаемые за орогенные молассы) часто принадлежат к фэновым формациям. На примере их изучения в мезозойско-кайнозойских отложениях Забайкалья и Монголии Ю.Г. Цеховским (2013 г.) показано, что они формировались среди равнинного рельефа в грабенах, а поступление грубых обломков было связано с эрозией их крутых прибортовых уступов.

В целом, проведенные исследования свидетельствуют, что в пограничную мел-палеогеновую эпоху процессы растяжения и деструкции земной коры приводили к пенеппенизации обширных областей Евразии, а также в различных масштабах усиливали гидротермальную деятельность, базальтовый вулканизма и рифтообразования на этой территории (включая и подвижную восточную окраину материка, затронутую ларамийским тектогенезом). Ее отличием от обычных орогенных эпох (включая современную, с доминированием процессов сжатия земной коры) являлись высокие объемы поступления глубинного вещества на поверхность Земли, во многом определяющие характер древних процессов седименто-и литогенеза. Однако последние в эпохи деструктивного тектогенеза остаются еще не полно изученными или дискуссионными. В этой связи отметим, что ряд геологов с высокой эндогенной активностью Земли на рубеже мела и палеогена связывают глобальное развитие горючих сланцев, появление иридиевой аномалии, вымирание фауны, изменения флоры и другие явлений, изучение которых следует продолжить.

#### Литература:

1. Милановский Е.Е. Пульсации Земли // Геотектоника. 1995. № 5. С. 3– 24.  
сланцы Средней Азии // Литология и полез. ископаемые. 1994. №.1. С. 131–134.
2. Муравьев В.И. Минеральные парагенезы глауконит-кремнистых формаций. М.: Наука, 1983. 205 с.
3. Муравьев В.И., Цеховский Ю.Г., Каледа К.Г. Минеральные парагенезы и генезис хоперского горизонта (палеоцен, Восточно-Европейская платформа) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71, вып. 6. С. 79 – 95.
4. Цеховский Ю.Г. Седиментогенез и геодинамика в пограничную мел-палеогеновую эпоху пенеппенизации континентов // Литосфера. 2015. Сообщение 1: Центральная и Восточная Евразия. № 1. С. 3 – 22; Сообщение 2. Платформы и подвижные пояса континентов. № 2. С. 4 – 14.

## НОВЫЕ ПОДХОДЫ К МЕХАНИЗМАМ ЭВОЛЮЦИИ ОСАДОЧНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

С.Л. Шварцев

*Томский филиал Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука  
СО РАН, Томск, e-mail: tomsk@ipgg.sbras.ru*

*Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск,  
e-mail: gige\_ignd@mail.ru*

В докладе будет показано, что с момента появления воды на Земле возникла внутренне противоречивая равновесно – неравновесная система вода – порода, которая определила эволюцию осадочных процессов.

Способность этой системы к прогрессивной самоорганизации определяет ее как одну из фундаментальных в развитии всего окружающего мира.

Как известно, учение об эволюции осадочных геологических процессов получило развитие с середины прошлого века. Академик Л.Л. Яншин – один из наиболее последовательных сторонников этого учения, считал, что с принципом актуализма (униформизма) в советской литологии покончено еще в 1952, а позже и в других геологических науках. На смену униформизму пришло фундаментальное учение об эволюции геологических процессов – «перспективное как с мировоззренческой, так и с практической точки зрения» [5, с.9]. Таких же взглядов придерживается подавляющее большинство геологов.

Главной причиной (фактором) таких эволюционных процессов традиционно признается снижение во времени интенсивности мантийного теплового потока, увеличение массы континентальной коры и сокращение площадей с мобильным тектоническим режимом за счет расширения участков со стабильной корой, эволюция жизни, нарастание интенсивности окислительных процессов, изменение состава атмосферы, гидросферы и т. д.

Все перечисленные факторы эволюции являются внешними, так как они изменяются независимо от самих геологических процессов, которые выступают следствием изменения первых, но не наоборот. Иначе говоря, осадочные процессы изменяются в результате эволюции более общих, но внешних сил (тектонических, вулканических, термических, магматических, водного, газового режимов и т.д.).

Вместе с тем эволюция осадочных процессов определяется не только и не столько внешними, сколько внутренними факторами, которые зависят от состояния физико – химического равновесия водных растворов с разнообразными минералами, типа взаимодействия воды с горными породами, структуры и состава твердых и жидких фаз и т.д. [3]. Природа этой внутренней эволюции связана с принципиальной неравновесностью подземных вод с минералами базальтов, которые изначально образовали нашу планету. Причина такого явления состоит в том, что поступающие из базальтов в раствор химические элементы связываются новыми минеральными соединениями, формирующимися в этой системе: оксидами, гидроксидами, глинами, карбонатами, цеолитами и т.д. Перечисленные вторичные минералы выступают геохимическими барьерами на пути установления равновесия подземных вод с первичными минералами базальтов. Поэтому вода всегда неравновесна с минералами базальтов, которые она непрерывно растворяет и формирует все новые и новые минеральные образования, ассоциирующие со строго определенным геохимическим типом воды [4].

Благодаря этому свойству, в верхней части земной коры, там, где находится жидкая вода, развивается один из наиболее масштабных процессов мобилизации водой химических элементов, преобразования одних горных пород в другие, непрерывного формирования новых геохимических типов воды, новых минералов и гидрогенно-минеральных комплексов. Все это в конечном итоге ведет к грандиозному изменению минерального вещества и состава воды, изначально сформировавших нашу планету. Следовательно, вода с горными породами формирует уникальную систему, которая способна к длительной геологической эволюции даже без участия живой материи.

Вода взаимодействует с горными породами по строгим законам термодинамики. Она всегда и всюду с той или иной скоростью растворяет минералы, меняет состав своего раствора, формирует те или иные вторичные минералы, новые геохимические типы вод, гидрогенно – минеральные комплексы независимо ни от каких внешних факторов. Последние могут ускорять или замедлять процессы взаимодействия в системе вода – порода, влиять на характер эволюции, ее направленность, продолжительность, скорость, среду и масштабы. Но они неспособны остановить само взаимодействие воды с породой. Нет в природе сил, которые бы могли прекратить химические процессы в рассматриваемой системе. Такое возможно только путем отделения воды от породы. Но в таком случае исчезает сама система.

Независимость от внешних факторов взаимодействия воды с горными породами свидетельствует о наличии в рассматриваемой системе механизмов внутренней эволюции, которые обеспечивают единое целое системы, ее внутреннюю обособленность от внешней среды в условиях притока вещества и энергии, поскольку мы имеем дело со стационарной системой. Благодаря наличию таких внутренних механизмов, система самостоятельно развивается в соответствии с законами термодинамики, контролирует направленность своей эволюции, скорость, последовательность и стадийность образования новых вторичных продуктов, их состав, соотношение элементов в растворе и твердой фазе, смену одного продукта другим и т.д.

Главной движущей силой такой эволюции выступает постоянная неравновесность воды с ведущими минералами пород эндогенного генезиса. Эта неравновесность определяет изменение состава раствора, а значит и состава вторичных минералов, поскольку изменение состава воды со временем ведет к изменению и состава вторичных минеральных комплексов [2]. Состав же воды определяется временем взаимодействия воды с горными породами. Поэтому оказалось, что время является главным фактором, определяющим состав вторичных образований.

Если построить график зависимости состава гидрогенно-минеральных комплексов непосредственно от возраста подземных вод и модуля подземного стока (Рисунок 1), то

картина оказывается впечатляющей. Для того чтобы сформировался латеритный комплекс, вода в горных породах должна находиться в течение только нескольких десятков лет, каолинитового - сотен лет, бисиллитного – тысяч лет и т.д. вплоть до первых миллионов лет (галитообразующий комплекс).

Таким образом, *разный водообмен в пределах даже одной климатической зоны и одного типа горных пород приводит к формированию различных гидрогенно-минеральных комплексов*. При активном водообмене (время взаимодействия первые десятки лет) система вода-порода, как заведенная машина, формирует только латеритный комплекс. И этот процесс продолжается до тех пор и только на тех участках, пока и где такой водообмен имеет место. При уменьшении последнего в той же климатической зоне, в пределах того же типа пород по мере увеличения времени взаимодействия до сотен лет система вода-порода переходит в новое качество и формирует каолинитовый комплекс.

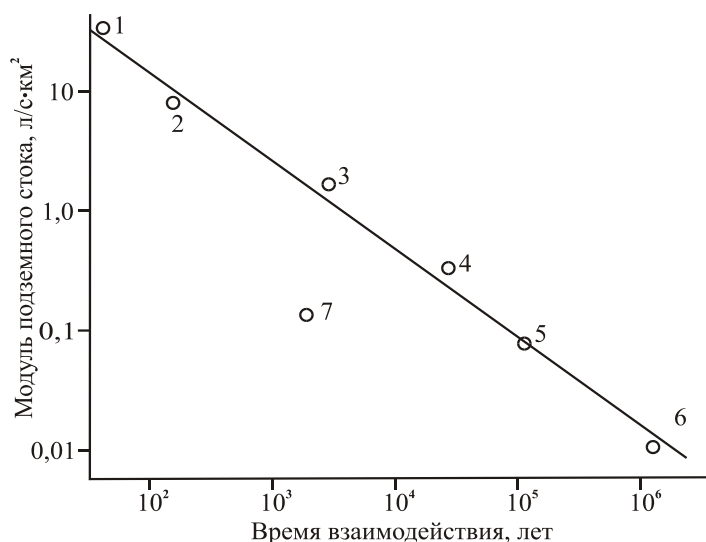


Рисунок 1 - Зависимость состава гидрогенно – минеральных комплексов от времени взаимодействия и модуля подземного стока.

*Комплексы: 1- латеритный; 2- каолинитовый; 3- монтмориллонитовый; 4- карбонатный; 5- гипсообразующий; 6- галитообразующий*

Все сказанное показывает, что геологическая эволюция обусловлена внутренними факторами, независимыми от внешних, *а конкретный результат такой внутренней эволюции зависит от времени взаимодействия компонентов системы*. Следовательно, время оказывается важнейшим параметром эволюции рассматриваемой системы. В свою очередь конкретное время взаимодействия определяется многими факторами, среди которых важнейшими оказываются зональные (климатические) и азональные (геолого-структурные) [2]. Как тут не вспомнить опять же И.Р. Пригожина, который в Предисловии к английскому изданию своей книги писал, что «наука вновь открывает для себя время» [1]. Может и в геологии пришло время сделать то же самое?

Литература:

1. Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса. Новый диалог человека с природой. М.: Прогресс, 1986, 431с.
2. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. Изд.2<sup>е</sup> испр. и доп. М.: Недра, 1998, 367с.
3. Шварцев С.Л. Фундаментальные механизмы взаимодействия в системе вода – горная порода и ее внутренняя геологическая эволюция // Литосфера, 2008. № 6. С. 3-24.
4. Шварцев С.Л. Внутренняя эволюция геологической системы вода-порода. //Вестник РАН, 2012, №3, С.242-251
5. Яншин А.Л. Возникновение проблемы эволюции геологических процессов //Эволюция геологических процессов в истории земли. М.: Наука, 1993, С.9-20.

**ВКЛАД ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА, ПОСТАВЛЯЕМОГО  
ВОЗДУШНЫМ ПУТЕМ И ДРЕЙФУЮЩИМИ ЛЬДАМИ В АРКТИКУ, В  
СОВРЕМЕННОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ**

**В.П. Шевченко**

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: vshevch@ocean.ru*

В докладе обобщены результаты исследований автора, выполненных в 1991–2015 гг., и литературные данные. Показано, что вклад аэрозолей в формирование осадочного материала в Арктике близок к вкладу речного осадочного вещества – за пределами маргинальных фильтров рек. Для многих элементов (Pb, Sb, Se, V и др.) аэрозольный источник – главный. В целом для Северного Ледовитого океана (пелагиаль) вклад аэрозолей в осадкообразование составляет примерно 10–15% по нашим данным. Весь осадочный материал, переносимый льдами (включая загрязняющие вещества), после их таяния фиксируется в толще донных осадков – уникальном природном самописце.

В 1991–2015 гг. сотрудники Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН совместно с коллегами из многих российских и зарубежных организаций проводили исследования аэрозолей, снега и льдов Арктики и их влияния на состояние окружающей среды и процессы морского осадконакопления [3–9, 14]. Целью этих исследований является дальнейшее системное изучение аэрозолей, снега и льдов Арктики и оценка их реального влияния на климат, осадконакопление и загрязнение шельфовых морей Российской Арктики и центральной части Северного Ледовитого океана.

Применение нескольких взаимно дополняющих методов исследования аэрозолей и снега на поверхности льдов и в снежниках позволило использовать эти природные самописцы для определения количественного содержания и потоков аэрозольного материала в Арктике вплоть до Северного полюса, его гранулометрический, минеральный и химический состав, впервые определить потоки отдельных видов загрязнений и районы их поступления и разгрузки [2, 3, 6]. Выявлены и применены многочисленные новые маркеры аэрозольного

материала, использование которых позволяет определить как области его захвата с поверхности, так и траектории переноса и участки отложения на лед и разгрузки при таянии льдов (депоцентры).

Показано, что коренным отличием эолового материала в Арктике является то, что главная его поставка и разгрузка идут не летом, а зимой, когда поверхность питающих провинций скрыта слоем снега и скована льдом. В это время главное значение приобретают аэрозоли и загрязнения дальнего и сверхдальнего происхождения – об этом свидетельствуют многочисленные маркеры (минералы, отношения химических элементов, биомаркеры) [3, 4, 6]. Осаждение аэрозолей в арктических морях и в Центральной Арктике идет не на водную поверхность, как в других зонах, а на поверхность льдов. В зоне паковых льдов круглогодичная аккумуляция эолового материала на льдах идет на протяжении 3–15 лет. Разгрузка аэрозолей паковых льдов идет в местах таяния льдов – в северной части Гренландского моря – именно здесь выявляется наибольшее их поступление в донные осадки.

Многолетние исследования количества и состава криозолей как на поверхности льда, так и в ядрах бурения льдин [2, 3, 5, 9–13, 15] показали, что наибольшие количества осадочного вещества приурочены, как правило, к верхним слоям ледовой толщи. Верхние слои образуются при первичном замерзании льда, т.е. в начале дрейфа ледового поля, нижние – самые молодые. Вторым важным компонентом осадочного вещества верхнего слоя льдов является эоловый материал, накапливающийся в снеге.

Осадочный материал во льдах Северной Двины и ее маргинального фильтра изучался нами в 2003–2015 гг. [9]. Концентрация криозолей в речном льду здесь варьирует в большом диапазоне – от 1 до более 50 мг/л. При этом обычно значительно более высокие концентрации частиц отмечаются в верхних частях кернов, лед в которых образовался из перекристаллизованного снега. Для распределения нерастворимых частиц в припайном льду Белого моря характерно наличие верхнего слоя мутного матового льда снежного генезиса, в котором преобладают минеральные и антропогенные частицы (пепел, сажа), особенно вблизи крупных промышленных центров. Также характерно низкое содержание криозолей в средней части ледового покрова, резко возрастающее в конце зимы в подошве (нижние 3–5 см) за счет активного развития (цветения) микроводорослей, в первую очередь диатомей.

В целом, для осадочного процесса в Арктике характерен ледовый морской тип седиментогенеза [3], который соответствует для суши континентальному седиментогенезу зон холодных полярных пустынь, северной тундры и тайги [2, 11]. Показано, что вклад аэрозолей в формирование осадочного материала в Арктике близок к вкладу речного осадочного вещества – за пределами маргинальных фильтров рек. Для многих элементов (Pb, Sb, Se, V и др.) аэрозольный источник – главный. Для Северного Ледовитого океана (пелагиаль) вклад

аэрозолей в осадкообразование составляет примерно 10–15% по нашим данным. Велика роль эолового материала в поставке органического вещества и биогенных элементов в Северный Ледовитый океан.

Весь осадочный материал, переносимый льдами (включая загрязняющие вещества), после их таяния фиксируется в толще донных осадков – уникальном природном самописце. Это не только подчеркивает необходимость изучения микро- и наночастиц в атмосфере, криосфере, литосфере и седиментосфере, но и дает замечательную возможность изучения вещества в этих геосферах во времени, т.е. открывает век четырехмерных (4-D) исследований природной среды и климата [3, 4].

Автор благодарен академику А. П. Лисицыну за поддержку и ценные советы, а также всем коллегам, участвовавшим в экспедиционных и лабораторных исследованиях эолового и ледового переноса вещества. Исследования проводились при финансовой поддержке Президиума РАН (Программа фундаментальных исследований № 44), РФФИ (проекты 14-05-00059, 15-05-08374), гранта поддержки ведущих научных школ НШ-2493.2014.5.

#### Литература:

1. Левитан М. А., Лаврушин Ю. А., Штайн Р. Очерки седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. – М.: ГЕОС, 2007. 404 с.
2. Лисицын А. П. Ледовая седиментация в Мировом океане. – М.: Наука, 1994. 448 с.
3. Лисицын А. П. Новый тип седиментогенеза в Арктике – ледовый морской, новые подходы к исследованию процессов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 1. С. 18–60.
4. Лисицын А. П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер Земли. Мировой океан. Т. II. Физика, химия и биология океана. Осадкообразование в океане и взаимодействие геосфер. – М.: Научный мир, 2014. С. 331–571.
5. Немировская И. А., Шевченко В. П., Лисицын А. П. Геохимия снежно-ледяного покрова в Арктике и Антарктике // Физические, геологические и биологические исследования океанов и морей / Отв. ред. С.М. Шаповалов. – М.: Научный мир, 2010. С. 392–436.
6. Шевченко В. П. Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике. – М.: Наука, 2006. 226 с.
7. Шевченко В. П., Лисицын А. П., Виноградова А. А. и др. Аэрозоли Арктики – результаты десятилетних исследований // Оптика атмосферы и океана. 2000. Т. 13. № 6–7. С. 551–576.
8. Шевченко В. П., Стародымова Д. П., Виноградова А. А. и др. Элементный и органический углерод в атмосферном аэрозоле над северо-западным побережьем Кандалакшского залива Белого моря // Академии наук. 2015. Т. 461. № 1. С. 70–74.
9. Шевченко В. П., Филиппов А. С., Новигатский А. Н. и др. Рассеянное осадочное вещество пресноводных и морских льдов // Система Белого моря. Т. II. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера / Отв. ред. Лисицын А. П., ред. Немировская И. А. – М.: Научный мир, 2012. С. 169–200.



10. Dethleff D., Kuhlmann G. Fram Strait sea-ice sediment provinces based on silt and clay compositions identify Siberian Kara and Laptev seas as main source regions // *Polar Research*. 2010. V. 29. № 3. P. 265–282.
11. Lisitzin A. P. *Sea-ice and Iceberg Sedimentation in the Ocean: Recent and Past*. – Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2002. 563 p.
12. Nürnberg D., Wollenburg I., Dethleff D. et al. Sediments in Arctic sea ice – entrainment, transport and release // *Marine Geology*. 1994. V. 119. P. 185–214.
13. Pfirman S. L., Eicken H., Bauch D., Weeks W. S. The potential transport of pollutants by Arctic sea ice // *The Science of the Total Environment*. 1995. V. 159. P. 129–146.
14. Shevchenko V. The influence of aerosols on the oceanic sedimentation and environmental conditions in the Arctic. *Berichte zur Polar- und Meeresforschung*. 2003. No. 464. 149 p.
15. Stein R., Macdonald R. W. (eds.). *The Organic Carbon Cycle in the Arctic Ocean*. – Berlin: Springer, 2004. 363 p.

## **ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ЧЕУСКИНСКО-САРМАНОВСКОГО ВРЕМЕНИ ПОЗДНЕГО ВАЛАНЖИНА НА ТЕРРИТОРИИ СРЕДНЕГО ПРИОБЬЯ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

**С.Б. Шишлов<sup>1</sup>, Т.С. Родина<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *СПбГУ, Санкт-Петербург, e-mail: sshishlov@mail.ru*

<sup>2</sup> *Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», Санкт-Петербург,  
e-mail: tany.rodina@yandex.ru*

Анализ материалов собранных при описании 500 м керна 25 скважин Сугмутского, Суторминского и Еты-Пуровского месторождений позволил установить в чеускинско-сармановском интервале следы трех региональных трансгрессивно-регрессивных циклов седиментации, которые использованы для корреляции разрезов. Показано, что в пределах Среднего Приобья в рассматриваемое время существовали обстановки глубоководных илов, лоскутных песков, песчаных отмелей, барового поля и лагун. Эти ландшафты простирались с юго-запада на северо-восток, смещаясь во время трансгрессий к востоку, а во время регрессий к западу. Особенности пространственно-временной миграции обстановок осадконакопления отражает серия палеогеографических схем, составленных для узких временных интервалов, соответствующих трансгрессивным и регрессивным максимумам.

На территории Среднего Приобья со стратиграфическим интервалом мощностью от 60 до 90 м, заключенным между чеускинской и сармановской пачками, связан ряд продуктивных пластов углеводородов (БС<sub>9</sub>, БС<sub>8</sub>, БП<sub>9</sub>, БП<sub>8</sub>). Основной проблемой их эксплуатации является сложная морфология песчаных коллекторов, которые невыдержанны по латерали, часто выклиниваются и чередуются с псаммит-алевритовыми полуколлекторами и алевропелитовыми флюидоупорами. В этой ситуации для увеличения эффективности эксплуатации продуктивных пластов и поиска новых перспективных объектов необходимо реконструировать региональную палеогеографическую ситуацию и особенностей ее

эволюции, которые в значительной степени определили строение чеускино-сармановских резервуаров углеводородов.

Ключевыми объектами исследования стали Сугмутское, Суторминское и Еты-Пуровское месторождения. Здесь детально описано около 500 м керна 25 скважин. Дополнительно использованы результаты ПС и ГК каротажа более 50 скважин.

Структурно-генетический анализ слоевых последовательностей показал, что стратиграфический интервал, ограниченный чеускинской и сармановской пачками, сформировали 3 трансгрессивно-регрессивных цикла осадконакопления, следы которых могут быть установлены по всему рассматриваемому региону и, таким образом, обеспечивают надежную корреляцию разрезов (Рисунок 1).

На субширотном литолого-генетическом профиле (Рисунок 2) видно, что в западной части региона существовали обстановки глубоководных илов (аргиллиты с остатками морской фауны и выделениями сульфидов), лоскутных песков (линзовидно-полосчатые чередования тонкозернистых песчаников и аргиллитов) и песчаных отмелей (песчаники мелкозернистые с косою разнонаправленной слойчатостью и редким растительным шламом). К востоку их сменяло баровое поле (песчаники мелко- и среднезернистые с косою разнонаправленной слойчатостью и обильным детритом наземных растений). На востоке располагались лагуны, в которых существовали дистальные обстановки подвижного мелководья (волнистые чередования тонкозернистых песчаников и глинистых алевролитов, содержащие многочисленные остатки наземных растений) и проксимальные обстановки малоподвижного мелководья (глинистые алевролиты с корневыми остатками и прослоями углей). Ландшафты этого латерального ряда во время трансгрессий смещались к востоку, а во время регрессий мигрировали к западу.

Составление серии палеогеографических схем для узких временных интервалов, соответствующих трансгрессивным и регрессивным максимумам (Рисунок 3), позволило реконструировать особенности пространственно-временной миграции ландшафтов. Показано, что границы обстановок осадконакопления имели сложную конфигурацию и простирались с юго-запада на северо-восток. Особенности морфологии чеускино-сармановских коллекторов связаны с тем, что на западе они формировались в обстановках изолированных подводных песчаных отмелей, а на востоке в пределах обширного барового поля.

Полученные результаты обеспечивают надежную региональную основу для детальных палеогеографических построений, направленных на выявление особенностей строения продуктивных пластов в пределах отдельных месторождений.

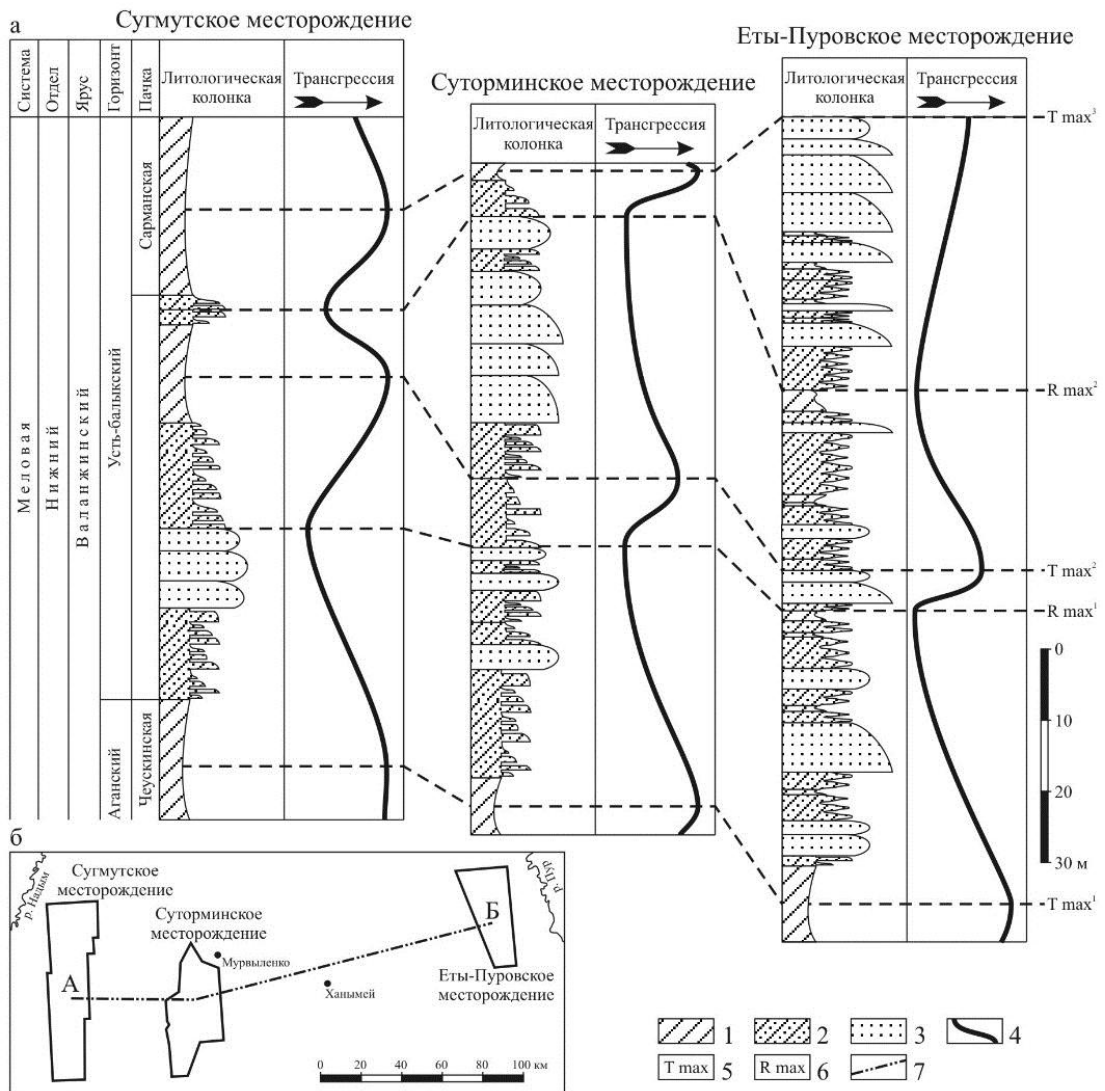


Рисунок 1 - Корреляция сводных разрезов чеускино-сармановского интервала Сугмутского, Сугорминского, Еты-Пуровского нефтяных месторождений (а) и схема их расположения (б)

1 – аргиллиты и алевролиты, 2 – тонкие чередования аргиллитов, алевролитов и песчаников, 3 – песчаники, 4 – кривая колебания уровня моря, 5 – трансгрессивный максимум, 6 – регрессивный максимум, 7 – линия литолого-генетического профиля А–Б

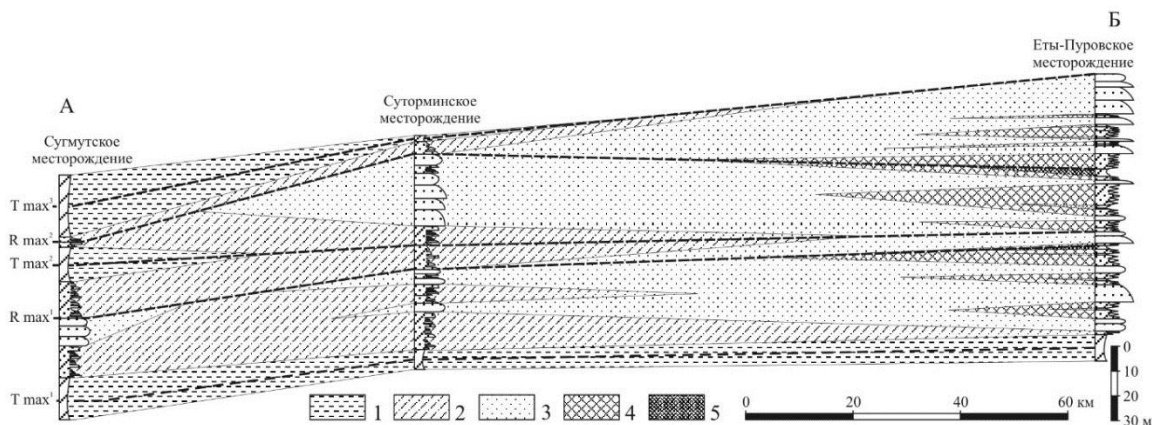


Рисунок 2 - Субширотный литолого-генетический профиль чеускинско-сармановского интервала  
 1 – алевропелиты глубоководного шельфа, 2 – линзовидно-полосчатые чередования алевропелитов и псаммитов пояса лоскутных песков, 3 – псаммиты подводных отмелей и барового поля, 4 – волнистые чередования алевропелитов и псаммитов подвижного мелководья лагуны, 5 – алевропелиты малоподвижного мелководья лагуны. Линию профиля и остальные условные обозначения см. на Рисунке 1

## ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАОПЛЕНИЯ И ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО ДЕВОНА ЗАПАДНОГО СКЛОНА СЕВЕРНОГО УРАЛА

Э. С. Щербаков

*Сыктывкарский государственный университет, Сыктывкар,  
 e-mail: sherbakoved@yandex.ru*

В статье рассматривается возможность определения фациальной принадлежности терригенных отложений на основании статистической обработки данных минералогических анализов с использованием динамической диаграммы.

Вещественный состав, строение и условия образования терригенной толщи девона западного склона Серного и Приполярного Урала изучались автором в семидесятых годах прошлого столетия [2]. Уже тогда была установлена зависимость распределения минералов тяжелой фракции от условий накопления осадков и предложена диаграмма для определения динамики среды осаждения, теоретическое обоснование которой автор увидел в понятийной модели процесса накопления тяжелых минералов в речных песках [1].

Мощная и достаточно выдержанная на площади терригенная толща нижнего девона (в современном понимании) сложена почти чисто кварцевыми песчаниками, которые у её подошвы переслаиваются с глинистыми сланцами и прослоями седиментационных

доломитов, а в верхней части толщи содержат слои гравелитов с мелкой кварцевой галькой. Изменение обстановок седиментации охарактеризовано четырьмя литолого-палеогеографическими картами, отражающими ход позднедевонской регрессии на западном склоне Северного Урала [3]. Построена модель, иллюстрирующая вертикальный ряд обстановок от мелководных морских в отложениях филиппчукской свиты пражского яруса до аллювиальных образований такатинской свиты раннего эмса, а так же отражающая смену обстановок седиментации от континентальных к переходным и морским в бассейне р. Щугор до рифогенных и относительно глубоководных в районе Малой Печоры.

В среднем течении р. Щугор, в толще филиппчукской свиты описано чередование переходных обстановок: ПДЛ — доломитовые отложения лагун. ПВЗ — песчаные и алевроитовые отложения зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья; ПБП — песчаные отложения баров и пересыпей. В залегающей выше пристаньской свите выделены континентальные красноцветные отложения пересыхающих озер КБП и временных потоков КАВ, а в такатинской свите установлены аллювиальные отложения КАР. По мере продвижения к верховьям р. Печоры указанные отложения сменяются соответственно отложениями открытых — КБО и зарастающих — КБЗ бассейнов озерного типа; песчаных выносов рек или дельт ПВР; отложений баров и пересыпей зоны ПБП; волнений заливно-лагунного побережья ПВЗ и — зоны волнения на морском мелководьи ММВ; а над печорским рифом и в пределах Малопечорского аллохтона маломощными слоями и линзами песчаников морских течений — М-Т.

Содержания тяжелой фракции в породах не превышают 1%, но несмотря на это, в них насчитывается до 25 минеральных видов, которые делятся на аллотигенные и аутигенные. Аллотигенные минералы разделены по плотности на тяжелые ( $P > 4$ ): циркон, рутил, хромит, ильменит, магнетит и относительно легкие ( $P < 4$ ): лейкоксен, турмалин, гранат, эпидот, оливин, ставролит, амфибол. Главными среди этих минералов являются циркон и лейкоксен, фоновыми — рутил, турмалин, гранат, эпидот, остальные относятся к редким минералам кроме гематита, который является обломочным в отложениях временных потоков и дельты, но аутигенным в оолитовых железных рудах.

Обстановкам отвечают ассоциации минералов: КАР — амфибол, турмалин, рутил, циркон, лейкоксеновая. КАВ — рутил, гематит, турмалин, циркон, лейкоксеновая. КБО — турмалин, эпидот, рутил, лейкоксен, цирконовая. ПВР — эпидот, гематит, турмалин, лейкоксен, цирконовая. ПБП — гранат, рутил, турмалин, лейкоксен, цирконовая. ПВЗ — гематит, турмалин, рутил, лейкоксен, цирконовая. ММВ — эпидот, турмалин, рутил, лейкоксен, цирконовая. М-Т — гранат, эпидот, лейкоксен, рутил, цирконовая.

Различия в списочном составе минералов в ассоциациях свидетельствуют о накоплении осадков в разных средах, но в не могут служить критериями для определения обстановки по причине малых содержаний фоновых минералов. С уверенностью можно говорить о преобладании лейкоксона в отложения направленных потоков на суше, но в других случаях критерием отличия служит величина отношения Le/Zr. (Рисунок 1). Поэтому для каждой обстановки были рассчитаны средние значения отношений Le/Zr и их стандартные отклонения, а затем в соседствующих парах, по критерию Стьюдента установлены достоверные разности средних значений, обусловленные различиями в седиментации отложений. Следовательно поля диаграммы (Рисунок 2) отражают смену седиментационных обстановок, а сама диаграмма может быть использована при изучении отложений с другими терригенно-минералогическими ассоциациями [4].

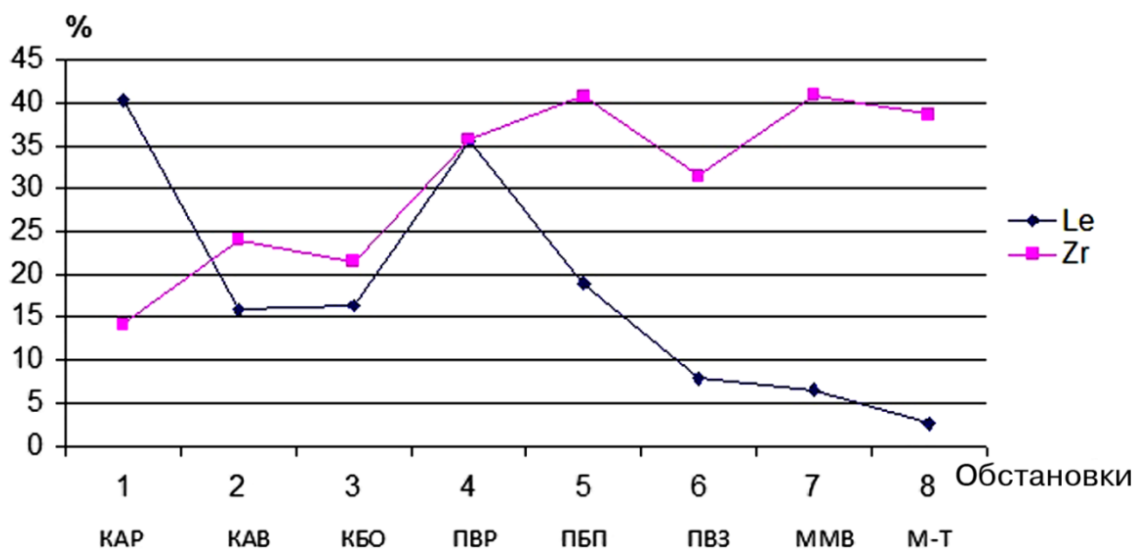


Рисунок 1 – Распределение средних содержаний лейкоксона и циркона в обстановках

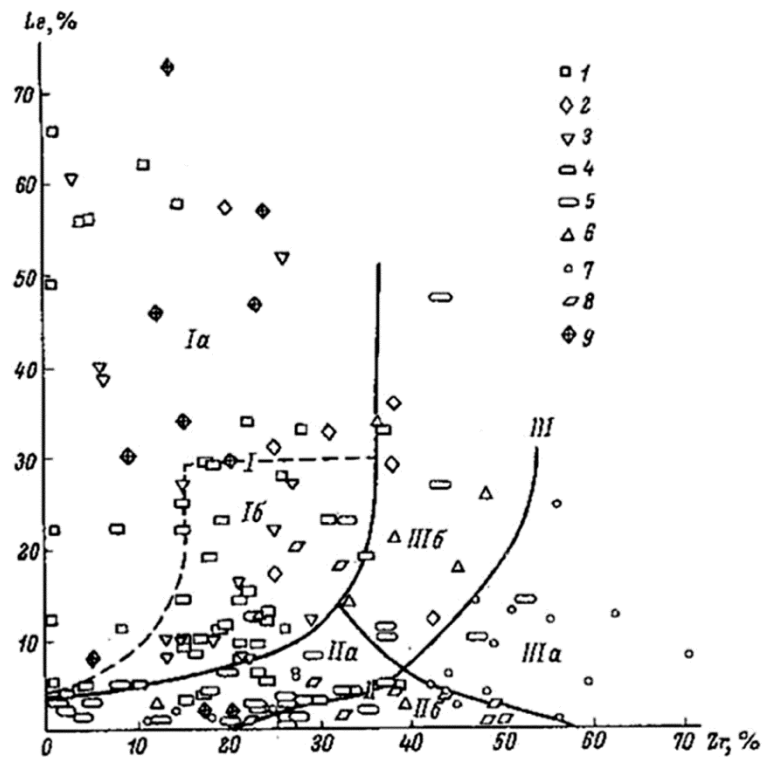


Рис. 2

Рисунок 2 - Динамическая диаграмма содержания лейкоксена (Le) и циркона (Zr) в песчаниках такатинской свиты западного склона Северного Урала

I — поле осадков, отлагавшихся под действием направленного потока на суше и в прибрежной части (Ia — речные и дельтовые осадки, Ib — осадки временных протоков, их выносов в мелководные водоемы (озера) и бассейновые осадки); II — поле осадков, образовавшихся в относительно спокойных гидродинамических условиях (IIa — лагунные осадки, IIб — осадки морских течений и относительно глубоководных отложений); III — поле осадков, образовавшихся под действием морского волнения (IIIa — осадки волнений морского мелководья, IIIб — баровые и дельтовые осадки). Отложения: 1 — русловые, 2 — дельтовые, 3 — временных потоков, 4 — бассейновые, 5 — лагун, 6 — баров и пересыпей, 7 — морского мелководья, 8 — морских течений, 9 — дельтовые раннекаменноугольного возраста.

Литература:

1. *Осовецкий Б.М.* К теории процесса накопления тяжелых минералов в песчаных осадках равнинных рек. Литология и полезные ископаемые, 1978, № 3, С.51-63.
2. *Щербаков Э.С.* Распределение кластогенных акцессорных минералов в зависимости от генезиса осадков. // Распределение рудных месторождений севера Урала и Пай-Хоя, 1976., Минералогический сборник № 2, Сыктывкар, с.103-108.
3. *Щербаков Э.С.* Терригенный девон западного склона Северного Урала. 1977, Ленинград, «НАУКА», С.159.
4. *Щербаков Э.С.* Идеи Л.Б.Рухина — от коэффициента смещения до динамической диаграммы в трудах его учеников // Ленинградская школа литологии, 2012.

# АССОЦИАЦИИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ВОЛЖСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ РУССКОЙ ПЛИТЫ И ИХ СВЯЗЬ С ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИМИ ИЗМЕНЕНИЯМИ

Е.В.Щепетова<sup>1</sup>, Б.А.Сахаров<sup>1</sup>, Е.В.Покровская<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ГИН РАН, Москва, e-mail: shchepetova@ginras.ru

Проведено изучение распределения тонкодисперсных слоистых силикатов в кимериджских и волжских отложениях Русской плиты прецизионными количественными методами рентгенофазового анализа (Sakharov et al., 1999); выявлены тренды изменений соотношения глинистых минералов, которые могут быть интерпретированы как свидетельства палеоклиматических флуктуаций – потепления и аридизации во время накопления углеродистых осадков зоны Panderi. Пальгорскит постоянно присутствует в волжских сланценосных отложениях и отмечен в составе ассоциаций с разным соотношением смешанослойных иллит-сметитов и каолинита. При интерпретации происхождения пальгорскита в средневолжских сланценосных отложениях следует учитывать возможность рециклинга из более древних осадочных толщ.

Для реконструкции палеоклиматических изменений, с которыми могло быть связано накопление средневолжской толщи горючих сланцев и верхнекимериджских высокоуглеродистых отложений в позднеюрском Среднерусском море, проведено изучение тонкодисперсных слоистых силикатов в кимериджских и волжских отложениях Русской плиты прецизионными количественными методами рентгенофазового анализа [5]. Проанализированы образцы средневолжских отложений из центральной (разрез Городище), северной (разрез Ивкино) и юго-восточной (разрез Перелюбской скважины 559) частей РП (Рисунок 1, (а)). Для корреляции разрезов сланценосных отложений использовалась инфразональная схема расчленения зоны Panderi по аммонитам [2]. Кимериджские отложения отобраны в Ульяновской области и юго-западном Татарстане (разрезы Городище, Дубки, Тархановская пристань). Экспериментальные дифрактограммы получены от ориентированных препаратов (фр. <0,001 мм и 0,002-0,005 мм) в воздушно-сухом и гликолированном состоянии (Рисунок 1, (б), (в), (г)). Теоретическое моделирование и фиттинг выполнены для 26 типичных экспериментальных дифракционных картин.

Состав ассоциации глинистых минералов в кимериджских отложениях центральной части Среднерусского моря постоянный и характеризуется заметным преобладанием (>50 %) смешанослойного иллит-сметита с низким (до 25 %) содержанием сметитовых слоев. В качестве второстепенных минералов присутствуют иллит (20-25 %) и каолинит (16-22 %), смешанослойный иллит-сметит с высоким содержанием сметитовых слоев присутствует в виде примеси (5-7 %). С позднего кимериджа (фаза Autissiodorensis) до средневолжского времени (начало фазы Panderi) происходило постепенное возрастание (от 7 до 28 %) в отложениях доли смешанослойного иллит-сметита с высоким содержанием сметитовых слоев, содержание каолинита в это время оставалось стабильным (18-22 %). В верхней части



сланценой толщ содержание каолинита резко уменьшается, вплоть до полного отсутствия, и наблюдается соответствующий резкий рост высокосмектитовой разновидности смешанослойного иллит-смектита (до 50-57 %).

Таким образом, в изученных верхнеюрских отложениях Русской плиты присутствуют два контрастных типа минеральных ассоциаций с резко различным соотношением двух разновидностей смешанослойных иллит-смектитов и каолинита, а также спектр ассоциаций переходного типа, отражающих временной тренд, который мог быть обусловлен потеплением и аридизацией климата [3, 4].

Палыгорскит постоянно присутствует в средневожских сланценовых отложениях (Рисунок 1, (б), (в), (г)). Для уточненной его диагностики использовались методы электронной микроскопии и электронной дифракции. Присутствие палыгорскита в глинистой фракции (разм. <0,001 мм и 0,002-0,005 мм) очень слабо зависит от соотношения в ней разновидностей смешанослойных иллит-смектитов и содержания каолинита. Детальное сравнение дифракционных картин показывает, что палыгорскит в качестве примеси встречается и в высокосмектитовых ассоциациях, не включающих каолинит (тип II), относительно более «аридных, и в низкосмектитовых, содержащих 15-20% каолинита (тип I), относительно более «гумидных». При интерпретации происхождения примеси палыгорскита и повышенных концентраций смешанослойных иллит-смектитов с высоким содержанием смектитовых слоев в средневожских отложениях следует, по-видимому, учитывать также и возможность рециклинга этих минералов из более древних осадочных толщ. Наиболее вероятным источником могли быть континентальные красноцветные отложения поздней перми – раннего триаса, мощные толщи которых накапливались в центральной и юго-восточной частях Русской плиты и были эродированы в позднеюрское время.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ, грант № 15-05-07556-а.

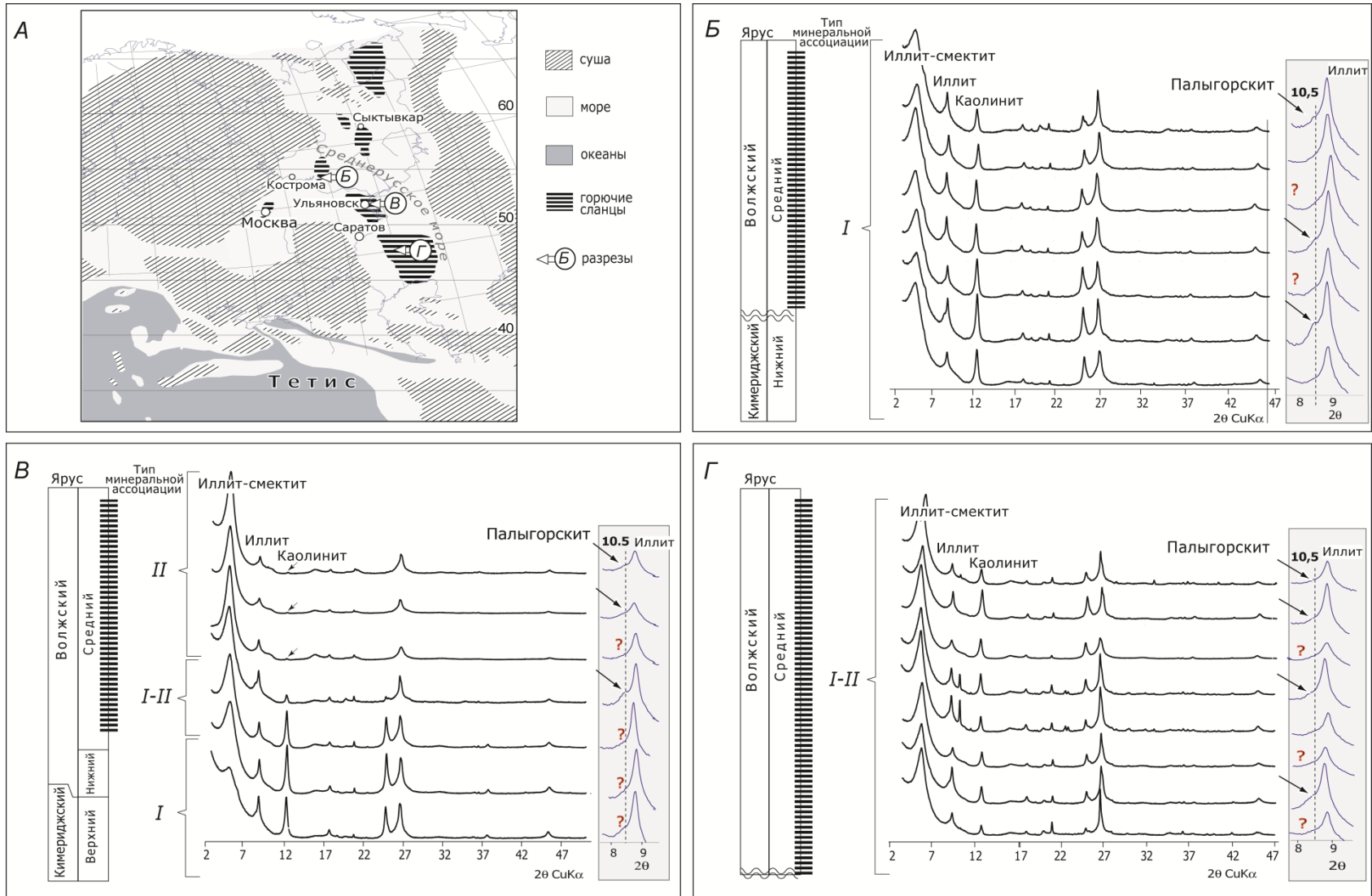


Рисунок 1 - Распределение ассоциаций тонкодисперсных слоистых силикатов и палыгорскита в верхнеюрских отложениях Русской плиты по данным рентгенофазового анализа (приведены дифрактограммы образцов, насыщенных этилен-гликолем): *A* – палеогеографическая схема кимериджско-волжского времени [*I*] и положение изученных разрезов; *B* – разрез Ивкино; *V* – разрез Городище; *G* – Перелубская скв. 559.

#### Литература:

1. Гаврилов Ю.О., Щенетова Е.В., Рогов М.А., Щербинина Е.А. Седиментология, геохимия и биота волжских углеродистых отложений северной части Среднерусского моря (Костромская область). Литология и полез. ископаемые. 2008. № 4. С. 396-424.
2. Рогов М.А. Аммониты и инфразональное расчленение зоны *Dorsoplanites panderi* (волжский ярус, верхняя юра) Европейской части России. Доклады РАН. 2013. Т. 451. № 4, С. 435–440.
3. Riboulleau A., Baudin F., Deconink J.-F. et al. Depositional conditions and organic matter preservation pathways in an epicontinental environment: the Upper Jurassic Kashpir Oil Shales (Volga Basin, Russia). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* V. 197. 2003. P. 171-197.
4. Ruffell A.H., Price G.D., Mutterlose J. et al. Late Jurassic climate change in the Volga Basin (SE Russia): clay mineral and calcareous nannofossil evidence. *Geol. J.* V. 37. 2002. P. 17-33.
5. Sakharov B., Lindgreen H., Salyn A., Drits V. Determination of illite-smectite structures using multispecimen X-ray diffraction profile fitting. *Clays and clay minerals.* 1999. V. 47. No 5. P. 555-566

**ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАГЕНИИ ОБЛАСТЕЙ ОПУСКАНИЯ  
НЕКОМПЕНСИРОВАННОГО ТИПА**

**Я.Г.Аухатов**

*ООО «ЦСМРнефть» при АН РТ, Казань, e-mail: yan-89178823520@yandex.ru*

В данной работе на основе изучения возникновения условий некомпенсированного осадконакопления на платформах рассматриваются особенности осадочных формаций областей опускания некомпенсированного типа и их минерагеническая специализация.

На платформах в процессе формирования их осадочного чехла возникали условия некомпенсированного осадконакопления, когда скорость осадконакопления существенно отстает от темпа тектонического опускания ложа седиментационного бассейна. Одним из основных условий некомпенсированного осадконакопления является их относительная глубоководность. Первые представления о глубоководности и некомпенсированности осадконакопления возникали при изучении осадочных отложений геосинклинальных областей. Эти проблемы рассматривались в работах Д.В.Наливкина, Р.Г.Гарецкого, А.Л.Яншина и других геологов. С развитием глубокого бурения на нефть и газ стало известно о глубоководности платформенных осадков и приуроченности их к определённым структурам осадочного чехла некомпенсированным прогибам и их системам (Приуральская система прогибов, Камско-Кинельская система прогибов и т.д.). Многие исследователи считают, что возникновение условий некомпенсированного осадконакопления на платформах есть результат или опускания [2] окраинных частей платформ, граничащих с геосинклинальными областями.

Области опускания некомпенсированного типа (ООНТ), к которым приурочены некомпенсированные осадконакопления, в геологической литературе известны как «иловая» или «доманиковая» впадина, некомпенсированный прогиб, аккумуляционно-топографическая впадина (по М.М.Грачевскому) и прогибы некомпенсированного типа (по С.С.Эллерну). Исходя из приуроченности некомпенсированного осадконакопления к осадочным бассейнам, классификация которых в настоящее время наиболее разработана, авторами была принята режимная классификационная схема В.Я.Хаина, В.В.Белоусова и Р.Н.Валеева. Нами все ООНТ подразделяются с учетом общей этапности развития земной коры в четыре основные класса, располагающихся в их эволюционной последовательности – геосинклинальный, орогенный, платформенный и активизационный. Внутри каждого класса ООНТ выделяются группы, соответствующие генетически типам структур (краевые прогибы,

перикратонные и интракратонные синеклизы, авлокогены и т.др.). В этой классификации можно выделить ООНТ, возникающие в геотектонических режимах растяжения (авлокогены, рифты) и сжатия (передовые прогибы, наложенные прогибы).

В пределах ООНТ образуются различные осадочные формации и сопровождающие их полезные ископаемые. Для ООНТ характерны черносланцево-карбонатно-кремнистая (доманикоидная), карбонатная (органогенно-рифогенная), терригенная ритмичнослоистая клиновидного строения и сульфатно-галогенная (мелководная и глубоководная) формации. В зависимости от положения ООНТ по отношению климатическим поясам набор формаций может меняться. Для каждой из названных формаций характерен свой набор полезных ископаемых. Главными из них являются: для доманикоидных – горючие сланцы (доманиковиты, баженовиты и другие), содержащие органическое вещество сапропелевого типа, для терригенной ритмичнослоистой – ископаемые угли (гумусовые), для глубоководной сульфатно-галогенной – калийные соли, сульфатно-карбонатной мелководной – самородная сера, для органогенно-рифовой – карбонатное (химическое, цементное) сырье. Вертикальный ряд формаций ООНТ платформенного (Камско-Кинельская система прогибов, Прикаспийская синеклиза, Западно-Сибирская мегасинеклиза), орогенного (Предуральский передовой прогиб), активизационного (Днепровско-Донецкий авлокоген) классов представляет нефтегазоносный этаж: нефтегенерирующая (доманиковая) – нефтегазорезервуарная (карбонатная и терригенная клиноформная) – нефтеэкранирующая (галогенная и др.).

Латеральный ряд формаций и субформаций (доманиковая – рифовая – сульфатно-карбонатная) платформенного (Бугурусланская ООНТ) и орогенного (Предуральская, Индоло-Кубанская и т.д.) классов дало возможность установить приуроченность серных месторождений и серопроявлений к рифовым и сульфатно-карбонатным формациям и субформациям. А также установить приуроченность сероводородсодержащих углеводородов (Прикаспийская синеклиза, Предуральский прогиб, Иркутский амфитеатр, Камско-Кинельская система прогибов, Бугурусланская впадина и т.д.) к рифовым формациям и субформациям бортовых и шельфовых зон ООНТ.

На поздних стадиях развития ООНТ наиболее интенсивно развиваются компенсационные поднятия с определенным набором осадочных формаций и сопровождающие их полезные ископаемые. Формации компенсационных поднятий также зависят от климатической зональности. Особенно это характерно для гумидных поясов, где широким развитием пользуется бокситорудная формация, с которой связаны бокситы, каолиновые глины, оолито-бобовые железные руды, угли [4].

Минералогическая специализация структурно-формационных зон ООНТ зависит, во-первых, от парагенезиса формаций (доманиковая – рифовая – сульфатно-карбонатная;

углеродисто-кремнистая – 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.).

Указанный комплекс формаций и приуроченные к ним полезные ископаемые парагенетически связаны в пространстве и во времени, повторялся в истории платформ периодически, оказываясь приуроченным практически к моменту возникновения ООНТ и компенсационных поднятий, и определял на определенных этапах эволюцию осадочного процесса.

Сопоставление стадий развития геосинклинальных прогибов и областей опускания некомпенсированного типа платформ свидетельствуют об их относительной однотипности, если пренебречь некоторыми специфическими особенностями геосинклинальных прогибов – сложностью, длительностью развития и суммарным размахом движения. Можно выделить следующие основные этапы развития ООНТ: общее опускание; геоморфологическое расчленение (формирование ботовых и депрессионных зон); компенсационное поднятие (по С.С.Эллерну), это связано с тем, что ООНТ формировались в геотектонических режимах горизонтального сжатия и «копируют» в своём развитии некоторые черты геосинклинальных прогибов: глубоководность и цикличность.

Согласно новой модели геосинклинального процесса на основе формационного анализа эвгеосинклинальных толщ установлено трехцикличное строение Уральской геосинклинали в палеозое [3]. Каждому циклу соответствует формационный ряд, состоящий из вулканических серии, флиша, олистострома и шарьирование. Максимальные стадии некомпенсированного на платформах совпадают с максимальными трансгрессиями на платформы со стороны эвгеосинклинальных зон (океанов) и наиболее активными процессами формирования в последних островных дуг [4]. ООНТ на платформах располагаются в их краевых зонах, охватывая миогеосинклинали, и имеют поэтому тесную пространственную связь с эвгеосинклинальными зонами.

#### Литература:

1. *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. 1989. 53с.
2. *Валеев Р.Н.* Тектоника и минералогения рифея и фанерозоя Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1981. 215с.
3. *Казанцева Т.Т.* Аллохтонные структуры и формирование земной коры Урала. - М.: Наука. 158 с.

4. Эллен С.С. Горизонтальные перемещения земной коры и закономерности размещения и образования бокситов. В кн. "Геодинамика и полезные ископаемые. М.: Изд. Госкомитета по науке и технике, 1976, с. 152-15.

## **РОЛЬ ПРОЦЕССОВ ФЛЮИДИЗАЦИИ В ФОРМИРОВАНИИ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ДИСЛОКАЦИЙ В ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА СЕВЕРА РУССКОЙ ПЛИТЫ**

**А.С.Балуев, С.Ю.Колодяжный, Е.Н.Терехов**

*Геологический институт РАН, Москва, e-mail: baluev@ilran.ru*

В данной работе представлены результаты геохимических исследований разрывно-складчатых дислокаций в образованиях платформенного чехла Севера Русской плиты в зоне (флексуры ) Полканова (гора Андома) с целью изучения влияния инфраструктуры фундамента на платформенный чехол на плитном этапе эволюции платформы. Сделан вывод, что в формировании постседиментационных дислокаций в верхнедевонских отложениях г.Андама значительную роль играют флюидодинамические процессы, фиксирующиеся в разломных зонах по аномальным содержаниям (в десятки раз превосходящие кларковые) микроэлементов в породах осадочного чехла

С целью изучения роли первичной инфраструктуры фундамента в эволюции северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы (ВЕП) на плитном этапе нами исследовалась зона (флексура) Полканова, проявленная системой совместных дислокаций пород фундамента и чехла вдоль южной окраины Балтийского щита. В частности, изучена один из таких парагенезов – зона Андомских дислокаций, представляющая собой одну из наложенных структур, сформировавшихся на плитной стадии развития ВЕП. Зона обнажается в районе одноименной горы на ЮВ Онежского озера. Она представлена широкой (до 3 км) полосой проявления интенсивных складчато-разрывных деформаций в отложениях франского яруса верхнего девона. Генезис этих структур проблематичен: в литературе обсуждаются гляциодинамические [2, 3], тектонические и гравитационные модели их развития. Полученные данные показывают своеобразный тип линейной гребневидной складчатости Андомской зоны: сильно дислоцированные антиклинали чередуются в пространстве с пологими корытообразными синклиналями, имеющими сорванные крылья. В ядерных частях антиклиналей, представляющих собой тектонические зоны со взбросо-сдвиговой кинематикой и высокой степенью линейаризации структур, развиты тектониты – полностью переработанные и вторично тектонически расслоенные отложения девона с вертикальной ориентировкой главных плоскостных структур (сланцеватость, полосчатость).

Наряду с тектоническим и, возможно, в некоторой степени гляциодинамическим факторами формирования Андомских дислокаций, одним из важнейших является также

флюидизация верхнедевонской терригенной толщи. В этих образованиях выявлены признаки наложенной минерализации, отражающей влияние флюидной проработки исходных пород. Этот феномен изучался в незначительной степени и был описан в работе М.Н.Афанасова с соавторами [1], где авторы ему придавали доминирующее значение при формировании куполовидных инъекционных структур, аномальных для платформенного чехла Русской плиты. Однако, как показали наши исследования, флюидная деятельность здесь хоть и имела достаточно большое значение, но, тем не менее, являлась вторичной по отношению к структурообразованию и сопровождала формирование складчато-разрывных дислокаций или же впоследствии использовала их как зоны повышенной проницаемости, по которым флюиды из глубин поступали в толщу платформенного чехла.

Процессы флюидизации осадочной толщи проявлены почти повсеместно в пределах обнажений горы Андома, но по-разному. В одном случае субгоризонтально залегающую слоистую толщу преимущественно слабо сцементированных песчаников серой и желтовато серой окраски пронизывает сложная, иногда паутинообразная, сеть минерализованных (карбонат, окислы железа, вероятно и другие низкотемпературные минералы) трещин, сколов и других мелких разрывов, приобретающих форму прожилков. В других случаях наблюдаются мощные (иногда несколько десятков метров) зоны интенсивного ожелезнения осадочных пород, пространственно приуроченных к разломным зонам или к периферийным частям глиняных протрузий (диапиров), формирующих антиклинальные структуры. В данном случае цвет описанных в литературе красновато-бурых слабосцементированных песчаников и песков, слагающих гору Андома, является приобретенным в результате глубинных эманаций. Вне зоны влияния разлома эти же породы имеют преимущественно светло-серые и желтовато-серые оттенки.

В третьем случае в пределах зон ожелезнения, а иногда в ядерных частях купольных структур, наблюдаются линзы или пластообразные тела абсолютно белого тонкозернистого (алевритовой размерности) песка, развивающиеся по трещинам. По данным рентгеноструктурного фазового анализа этот песок состоит из водянопрозрачных обломков кристаллов кварца необычной пластинчатой формы, в которых хорошо видны грани роста. Химический валовой анализ чистого песка из белых линз показал 97,8%  $\text{SiO}_2$  с незначительными примесями  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , а также следы  $\text{Cr}$  и  $\text{Ba}$  [1]. Вероятно, это структуры оглеения, образовавшиеся в результате воздействия восстановительных флюидов, проникавших в толщу пород по трещинам уже в последующие стадии флюидизации.

В процессе полевых работ были опробованы некоторые из зон разломов, к которым приурочены наиболее интенсивные изменения в структуре и окраске горных пород, с целью



выявления их роли как каналов для продвижения флюидонасыщенных растворов из кристаллического фундамента. Повышенные концентрации микроэлементов в зонах разрывно-складчатых деформаций, проявленных в осадочной толще, являются свидетельством глубинного эндогенного воздействия на образования платформенного чехла. Пробы отбирались точечным профилем, пересекающим зону выхода разлома в обнажении.

Данные силикатного анализа свидетельствуют, что практически во всех пробах закисное железо ( $\text{FeO}$ ) превалирует над окисным ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), что может говорить о восстановительном характере флюидных потоков, формировавших зоны ожелезнения осадочных пород, слагающих гору Андома.

Результаты рентгено-флюорисцентного анализа отобранных проб показали, что в пределах зон разрывно-складчатых дислокаций горы Андома отмечаются концентрации микроэлементов, значительно превосходящие кларковые значения, особенно это характерно для центральных частей этих зон, что свидетельствует об эндогенной природе привноса этих элементов. Источником повышенных концентраций микроэлементов могли быть глубинные флюидные потоки, которые поднимались по разломам в кристаллическом фундаменте в верхние слои платформенного чехла, пронизывая осадочную толщу и насыщая ее минерализованными растворами. Судя по значительному преобладанию закисной формы железа в вертикальных зонах ожелезнения пород, высокому содержанию в них таких транзитных элементов как ванадий, хром, кобальт, никель и медь, а также по наличию структур «оглеения» в пределах зон интенсивного ожелезнения, нужно предполагать восстановительный потенциал флюидных потоков. Весьма вероятно, что флюиды, пронизывая толщу слабо консолидированных осадочных пород в транспрессионном режиме, приводили к структурной и вещественной перестройке первичных пород и способствовали формированию структур и зон транспрессионного течения субстрата плитного чехла.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ №№ 13-05-298 и 14-05-149.

#### Литература:

1. *Афанасов М.Н., Карчевский М.Ф., Громов П.А.* Геологические аномалии в Юго-Восточного Прионежья // Региональная геология и металлогения. 2007. № 30-31. С. 74-78.
2. *Енгальчев С.Ю.* Геологическое строение и генезис дислокаций на Андомской горе // Вестн. СПбГУ. Сер.7. 2007. вып. 1. С. 32-39.
3. *Кофман В.С.* Ледниковые дислокации // Геология СССР. Т.1. / ред. В.А. Селиванов. - М.: Недра, 1971. С.

# ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ КАК ИНДИКАТОР ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ

Б.А.Бачурин, Е.С.Хохрякова, Т.А.Одинцова

*Горный институт Уральского отделения РАН, Пермь, e-mail: bba@mi-perm.ru*

С использованием методов ИКС и ХМС изучен состав битумоидов РОВ разреза Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей. Дана характеристика распределения основных геохимических параметров гексановой фракции битумоидов в разрезе нижнепермской галогенной формации. Выделены маркеры, свидетельствующие о присутствии в составе РОВ галогенной формации соединений нефтидного типа.

Одним из индикаторов, отражающих особенности постседиментационных преобразований осадочных отложений, является рассеянное органическое вещество (РОВ), состав которого позволяет судить об условиях осадконакопления и последующем их катагенезе. В связи с этим, несомненный интерес представляет исследование состава РОВ нижнепермской галогенной формации Соликамской депрессии Предуралья Краевого прогиба, выступающей в качестве регионального флюидоупора нефтегазоносных комплексов и отражающей признаки переформирования подсолевых залежей углеводородов. Это подтверждается обнаружением в соляных пластах Верхнекамского месторождения калийных солей (ВКМКС) твердых и жидких углеводородов, присутствующие как во флюидных включениях в минералах, так и в виде скоплений нефтеподобных веществ, насыщающих каменную соль [4]. Вместе с тем, однозначная точка зрения о природе данного явления отсутствует: наряду с проникновением в соленосную толщу миграционных углеводородов из нижележащей части разреза [1, 4], ряд исследователей связывают его с особенностями преобразования сингенетичного РОВ [6]. Во многом неоднозначность мнения исследователей о генезисе этих форм РОВ обусловлены ограниченностью фактического материала, не охватывающего на сегодня все особенности состава и строения соляной толщи месторождения.

С целью уточнения особенностей состава РОВ нижнепермской галогенной формации ВКМКС проведено исследование его распределения и состава по разрезу трех скважин:

1) скважина № 704/1 Половодовского участка, вскрывшая полный нормальный разрез соленосной толщи и входящих в ее состав калийных пластов;

2) скважина № 20 Половодовского участка, вскрывшая зону разубоживания калийной залежи, обусловленную, по мнению некоторых исследователей, воздействием флюидов из нижележащей части разреза [3];

3) скважина № 107г-1 Палашерской площади, расположенная в пределах контура нефтяного месторождения им. Архангельского в зоне структурно-литологической

неоднородности и разуплотнения соляной толщи, где по данным газогеохимических исследований выявлена аномалия нефтидного типа, связываемая с проявлением вертикальных ореолов рассеяния залежей УВ [1].

Основным объектом исследований являлся выделенный из пород хлороформенный битумоид (ХБА), являющийся наиболее мобильной и информативной частью РОВ. Исследование битумоидов проводилось с использованием ИК-Фурье спектрофотометра PerkinElmer FT-IR/FIR Frontier и хромато-масс-спектрометрической системы Agilent Technologies 6890N MSD 5975, позволяющих получить информацию о составе и структуре анализов на элементно-молекулярном уровне.

Полученные данные свидетельствуют, что на общем фоне низкого содержания битумоидов в солях (0,008-0,09 г/кг) отдельные интервалы разреза характеризуются их повышенным содержанием (0,14-0,734 г/кг). Наиболее значительные концентрации ХБА отмечаются в нижней части соляного разреза и галопелитах.

Гексановая фракция битумоидов отличается значительной невыдержанностью геохимических характеристик. По данным ХМС суммарное содержание УВ в данной фракции колеблется от 1,56 до 88,54%, при наиболее часто встречающихся значениях 25-40%. Повышенное содержание УВ характерно для соляно-мергельной толщи и отдельных прослоев в подстилающей каменной соли.

Среди УВ доминируют алифатические структуры, представленные преимущественно *n*-алканами (4,52-45,30%). Молекулярно-массовое распределение *n*-алканов крайне неравномерное с концентрационным максимумом преимущественно в области  $C_{21}$ - $C_{23}$ , что свидетельствует о генетической связи РОВ с жирными кислотами фито- и зоопланктона [2]. Среди *n*-алканов преобладают короткоцепочечные гомологи: коэффициент  $\sum n-C_{\leq 20} / \sum n-C_{\geq 21}$  в большинстве исследованных проб колеблется от 1,14 до 20,61. Значения коэффициента нечетности *n*-алканов (нч/ч) колеблются в пределах 0,09-2,08 при преобладании значений меньше единицы. Распределение изо-алканов, представленных гомологами  $C_7$ - $C_{22}$ , характеризуется высокой вариабильностью по разрезу: если в карналлитовой и сильвинитовой зонах наблюдается обедненность данными структурами (0,01-8,50%), вплоть до полного отсутствия, то в остальном разрезе их содержание достигает 24,71%. Олефиновые УВ представлены преимущественно рядом  $C_{16}$ - $C_{23}$ , среди которых доминируют четные нормальные гомологи с кратной связью у нечетных атомов углерода. Высокое содержание олефинов (до 6,91%), являющихся генетической меткой биоллипидов, свидетельствует о низкой стадии преобразования ОВ [2].

Кислородсодержащие соединения представлены всем набором от окисей до кислот и сложных эфиров. Среди последних выделим фталаты (до 10,75-39,93%), образование которых

связывается с трансформацией полициклической ароматики. Отличительной особенностью кислородных соединений является наличие ненасыщенной связи и бифункциональных структур (гликоли, спиртоэфир, кетоэфир, оксикислоты, дикислоты).

Из других гетеросоединений отметим присутствие галогенсодержащих структур (до 13,4%), представленных галогенированными алканами с явным доминированием коротких четных структур, и S-содержащих соединений (до 23,78-39,22%), включая гекса- и октациклические молекулярные формы. Появление в разрезе локальных зон с аномально высоким серным индексом связано, по всей вероятности, с постседиментационными процессами с участием сульфатредуцирующих галофильных бактерий.

Проведенные исследования позволяют сделать вывод, что одной из наиболее вероятных причин геохимической неоднородности состава битумоидов соляных пород является воздействие на сингенетичное ОВ флюидных потоков из нижележащей части разреза, являвшихся носителями геохимически активных веществ с высоким энергетическим потенциалом.

Анализ геохимических особенностей состава битумоидов соляной части разреза ВКМКС в пределах зон проявления вертикальных ореолов рассеяния залежей УВ позволил выделить следующие маркеры, отражающие присутствие нефтяной органики: специфический набор n-алканов и характер их молекулярно-массового распределения (приуроченность максимумов к C<sub>16</sub> и C<sub>19</sub>); набор изо-алканов с «нефтяным» типом замещений (монометилзамещенные ряда C<sub>12</sub>–C<sub>18</sub>); набор нафтеновых УВ, в котором доминируют гибридные метано-нафтеновые структуры циклопентанового и циклогексанового типа; обильная ароматика бензольного ряда; набор антраценов и фенантронов с типичным для нефтей моно- и диметил-замещениями.

#### Литература:

1. Бачурин Б.А., Борисов А.А. Газогеохимические методы контроля процессов техногенеза в геологической среде Верхнекамского месторождения // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. – 2011. – № 6. – С. 144-151
2. Ильинская В.В. Генетическая связь углеводородов органического вещества пород и нефтей. – М.: Недра, 1985. – 160 с.
3. Калинина Т.А., Чайковский И.И. К вещественной характеристике одной из зон выщелачивания в калийной залежи Верхнекамского месторождения // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского / Пермский ун-т. – Пермь. – 2011. – Вып. 14. – С. 113-119
4. Кудряшов А.И. Верхнекамское месторождение солей. – Пермь: ГИ УрО РАН. – 2001. – 429 с.
5. Одинцова Т.А., Бачурин Б.А. Геохимические особенности органического вещества в зонах замещения калийных солей Верхнекамского месторождения // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского / Перм. гос. нац. иссл. ун-т. – Пермь. – 2013. – Вып.16. –С.311-319.

## **ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ВЕРХНЕЮРСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЛАГОНАКСКОЙ СТУПЕНИ (ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ)**

**Н.И.Бойко**

*ЮФУ, Ростов-на-Дону, e-mail: boiko@sfedu.ru*

В результате выполненных исследований установлена роль ступенеобразующих Цицинского и Курджипского разломов в постседиментационных преобразованиях верхнеюрских карбонатных отложений Лагонакской ступени на Западном Кавказе.

Границами основных структурных элементов Северного Кавказа являются в большинстве случаев крупные ступенеобразующие разломы палеозойского фундамента, оказавшие, в частности, существенное влияние на характер породообразования в позднеюрское время. Так, Западно-Кубанский краевой прогиб отделяется на востоке от Адыгейско-Карачаевского массива и Адыгейского выступа по системе крупных поперечных разломов – Цицинского и Курджипского, образующих узкую субмеридиональную Лагонакскую ступень [5]. Эти разломы продолжаются на юг, в пределы складчатой области, где отделяют Северо-Западный Кавказ от Центрального. Как нами установлено, они оказывали существенное влияние на характер породообразования в позднеюрское время [1,2].

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

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

Не прекращающиеся до настоящего времени процессы гипергенного выщелачивания, сопровождающиеся перекристаллизацией и минералогическим перераспределением вещества, в результате чего изменился первичный облик породы, позволяют отнести

доломиты междуречья Белая-Курджипс к эпигенетическим. Источником магния для их формирования служили, вероятно, седиментационно-диагенетические доломиты карбонатной формации и седиментационные доломиты перекрывающей ее кимериджско-титонской эвапоритово-карбонатной формации. Образование обоих генетических типов доломитов происходило в условиях относительно мелкого, хорошо прогреваемого суббассейна, существовавшего в позднеюрское время к востоку от рифовой гряды Лагонакской ступени. Соленость водных масс этого суббассейна во время накопления отложений карбонатной формации не была высокой, о чем свидетельствуют минералого-петрографические особенности доломитовых пород, а именно практически полное отсутствие в постседиментационно неизмененных их разностях магнезита, гипса и ангидрита.

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

В кимериджско-титонское время условия образования пород как на всей территории Западного Предкавказья, так и в междуречье Белая-Курджипс резко изменились. В результате аридизации климата и, следовательно, увеличения испарения воды в морском бассейне Восточно-Кубанской впадины понижался его уровень и одновременно увеличивалась минерализация и плотность остаточных растворов, которые опускались на дно и стекали в сторону глубоководного моря геосинклинали Северо-Западного Кавказа. А так как в пределах внешнего края шельфа путь им преграждала узкая приподнятая Лагонакская ступень, то они накапливались здесь в зарифовой зоне, обуславливая дополнительную доломитизацию верхних слоев карбонатной формации и образование в виде сплошной массы седиментационных доломитовых пород, сохранившихся в настоящее время лишь на отдельных участках региона (бассейн р. Курджипс и др.).

В дальнейшем, в результате неоднократно повторявшихся поднятий, первое из которых проявилось уже на границе кимериджского и титонского времени, изучаемая территория выводилась выше местного базиса эрозии и подвергалась процессам выщелачивания, аналогичным нынешним. При этом седиментационные доломиты нижней части карбонатно-эвапоритовой формации и верхние слои доломитовых пород карбонатной формации растворялись. А освободившийся магний поступал в нижележащие породы, обуславливая дополнительную их доломитизацию. Подобное перераспределение протекает в междуречье Белая-Курджипс и в настоящее время.

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

Анализ результатов определений изотопного состава углерода и кислорода оксфордско-кимериджских доломитов Лагонакской ступени однозначно указывает на повышенные содержания  $^{13}\text{C}$  и  $^{18}\text{O}$ , характерные, как правило, для эвапоритовых образований [3]. Причем обращает на себя внимание то обстоятельство, что доломиты, отобранные на плато Лагонаки и хр. Азиш-Тау, тяжелее на 1-2 ‰ как по углероду, так и по кислороду, чем доломиты из карьера р. Белой. Такое повышение содержания  $^{13}\text{C}$  и  $^{18}\text{O}$  в доломитах может быть объяснено интенсивной гидротермальной их проработкой в зонах разломов, происходящей при избытке водных растворов [4].

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

#### Литература:

1. *Бойко Н.И.* О генезисе доломитов верхнеюрских карбонатных отложений Западного Предкавказья //Литология и полезные ископаемые. 1982. № 2. С.151-159.
2. *Бойко Н.И., Седлецкий В.И., Шведов В.Н.* Литолого-фациальные особенности и условия образования карбонатных отложений оксфорда в Западном Предкавказье//Литология и полезные ископаемые. 1977. № 1. С.137-144.
3. *Дегенс Э.Т.* Распределение устойчивых изотопов в карбонатах // Карбонатные породы. М.: Изд-во Мир. 1971. С. 144-153.
4. *Загнитко В.Н., Луговая И.П.* Изотопная геохимия карбонатных и железисто-кремнистых пород Украинского щита. Киев: Наукова думка. 1989. 316 с.

5. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Поперечные конседиментационные разломы на границе Центрального и Западного Кавказа и распределение фаций мезозоя и кайнозоя //Известия АН СССР. Серия геологическая. 1961. №4. С.26-45.

## **ЦЕОЛИТИЗАЦИЯ КОЛЛЕКТОРОВ: АНАЛИЗ ВЛИЯНИЯ, ПРОГНОЗЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

**Е.А.Бородина**

*ООО «Тюменский нефтяной научный Центр», Тюмень,*

*e-mail: eaborodina@rosneft.ru*

В данной работе на основе данных исследования керна, материалов ГИС и анализа региональных исследований авторами рассмотрена проблема цеолитизации коллекторов нижнемелового возраста в пределах нескольких месторождений ОАО «НК «Роснефть» севера Западной Сибири. Изучены особенности формирования цеолитов в коллекторах данного возраста, выделены факторы влияния на ФЕС коллектора, показания каротажа и подсчетные параметры. Представлены методики качественной и количественной оценки объемной доли цеолитизации по данным ГИС и керна. Установлена взаимосвязь зон цеолитизации с зонами осадконакопления и фациальными обстановками, а так же взаимосвязь ресурсного потенциала и цеолитизированных отложений. Приведены дальнейшие направления работ и рекомендации по изучению данного вопроса

Нижнемеловые отложения заполярной свиты в пределах Большехетского района севера Западной Сибири вмещают в себя до трети ресурсов от общего числа ресурсной базы региона, и представляют перспективность для дальнейших геологоразведочных работ в пределах исследуемого района. Однако, наряду с перспективностью, данные отложения характеризуются особенностью, осложняющей процесс геологоразведочных работ, и требующей более детального изучения с равнении с тем, которое есть на сегодняшний день- наличием цеолитов в отложениях данной группы пластов.

Явление цеолитизации коллекторов в нижнемеловых отложениях севера Западной Сибири является малоизученным, однако описывалось ранее лишь в немногочисленных работах ряда авторов [1],[2],[6], что свидетельствует о необходимости дальнейшего изучения данного вопроса.

Районом работ является Север Западной Сибири, в пределах которого использованы данные по четырем лицензионным участкам : Восточно-Мессояхскому, Русскому, Восточно-Уренгойскому и Заполярному ЛУ. Объектом исследования являются отложения пластов группы БУ<sub>13-15</sub>/БТ<sub>2-4</sub> заполярной свиты нижнего мела, характеризующиеся хорошими ФЕС, площадной выдержанностью пластов. Данные пласты вскрыты в пределах Русского и Восточно-Мессояхского лицензионных участков. Интервалы пластов характеризуются высокими УЭС по ГИС (25-45 Ом\*м), характерными по величинам для продуктивной зоны.



Однако при испытании из целевых интервалов получены притоки воды. Данное явление – повышение УЭС при поровом водонасыщении коллектора связано с явлением цеолитизации – присутствием в коллекторах группы алюмосиликатных минералов, влияющих на фоновое сопротивление среды.

В пределах исследуемого района работ, минеральные ассоциации цеолитов в основном представлены ломонтитом (алюмосиликатом кальция), по данным микроисследований керна и шлифов. Минеральные ассоциации цеолитов образуются в щелочных условиях в процессе диа/катагенеза. Следует отметить, что зоны цеолитизации часто ассоциируются с зонами скопления УВ, миграция которых вызывает выщелачивание пирокластического материала и преобразование пирокластов в цеолиты. Факторами формирования цеолитов являются тектонический, седиментологический и конечный, метасоматический, при котором происходит непосредственное выщелачивание зерен эффузивного материала кислого состава.

Признаки цеолитизации отложений легко установить, проведя визуальную оценку образцов керна. В породе цеолитизация проявляется пятнистыми ассоциациями оттенка на порядок светлее, чем основной массив коллектора, распространенными на равномерном удалении друг от друга. В шлифе пойкилитовые кристаллы цеолита представлены глинистыми зернами, заполняющими пустотное пространство и в некоторых случаях замещающие кварц-полевошпатово-глинистые зерна скелета породы. Благодаря минералогическим особенностям цеолитов (низкой плотностью 2,3 г/см<sup>3</sup>, содержанию поровых каналов, заполненных пресной «цеолитовой водой»), цеолитизация коллектора влияет на породу в массиве, на данные ГИС, а так же исследования коллекторских свойств на керне. По ГИС, цеолиты влияют на показания электрических зондов, завышая УЭС среды вследствие наличия межзерновых каналов, наполненных пресной цеолитовой водой; завышают коэффициент нефтегазонасыщенности вследствие изначального завышенного уровня УЭС; а так же отмечается завышение пористости по нейтронному каротажу, опять же вследствие наличия цеолитовой воды в кристаллической решетке и завышению числа протонов водорода.

Что касается замеров емкостных параметров по керну, наличие цеолитов в коллекторе напрямую влияет на метод водо/керосинонасыщения, при котором идет завышение уровня пористости и остаточной водонасыщенности методом водонасыщения, по сравнению с замеренными величинами по керосину. Данный факт так же, как и в предыдущей группе методов, связан с наличием остаточной цеолитовой воды в кристаллической решетке, водные каналы влияют на показания метода водонасыщения, оставаясь вне зоны влияния на насыщение керосином.

Данный характер влияние напрямую обуславливает искажение определяемых по ГИС и данным керна подсчетных параметров, и, следовательно, влияет на общую ресурсную оценку и оценку запасов УВ, завышая расчетные величины. Для корректной оценки ФЕС коллектора и УЭС пласта необходим учет объемной доли цеолитизации коллектора, для ввода поправок на содержание цеолитов и минимизацию эффекта влияния цеолитизации при определении параметров пористости и насыщенности. Прогноз наличия цеолитов в коллекторах возможен на качественном и количественном уровне. При качественном уровне, определяется сам факт наличия цеолитов в породе-коллекторе, без численной оценки объемной доли цеолитов от общей доли массива породы. Такой прогноз возможен по трем направлениям-определение по керну (визуальная оценка керна на наличие цеолитов в породе, описание шлифов и данные REM; по методу РСА(рентгеноструктурного анализа); по методу сопоставления ФЕС, замеренных по керну – метод водо/керосинонасыщения, завышение показаний по методу водонасыщения. Оценка методом водо/керосинонасыщения, была выполнена для скважин 109 и 101 Восточно-Мессояхского месторождения. На гистограммах распределения пористости фиксируется завышение уровня пористости по воде над пористостью по керосину, связанное с наличием большого количества цеолитной воды в пространстве кристаллической решетки, которая значительно влияет на замеры методом водонасыщения, завышая показания.

Однако, данная оценка не дает необходимой величины объемной доли содержания цеолитов в коллекторе, необходимой для ввода поправок на цеолитизацию в ходе подсчета запасов и корректировки расчетных замеров уровня УЭС и Кнг. Предполагаемый метод количественной оценки объемной доли цеолитов (Кцл) основан на данных ГИС. В основании метода использованы показания двух видов каротажа, на которые цеолитизация оказывает наименьшее влияние: данные замеров пористости по акустическому каротажу, данные ГГК-П(позволяют оценить объемную минеральную плотность породы с учетом влияния плотности цеолитов , снижающих уровень плотности на величину, позволяющую идентифицировать наличие последних в массиве коллектора).

Плотностная модель цеолитсодержащего коллектора описывается следующим уравнением (1.1):

$$K_c + K_{цл} + K_p = 1 \quad (1.1),$$

где

$K_c$  - доля объема кварц- полевошпатово- глинистого скелета

$K_{цл}$  - доля объема цеолита

$K_p$  - доля объема флюида (пористость)

Объемноплотностная модель коллектора расписывается через минералогические плотности (1.2)

$$\sigma_{п} = K_{с} * \sigma_{с} + K_{цл} * \sigma_{цл} + K_{п} * \sigma_{ф} = 1 \quad (1.2.),$$

где  $\sigma_{п}$  - объемная плотность породы (по ГГК\_П),  $\sigma_{с}$  - минералогическая плотность скелета,  $\sigma_{цл}$  - минералогическая плотности цеолита,  $\sigma_{ф}$  - минералогическая плотность флюида,  $K_{п}$  - пористость (по данным АК). Переходя через минералогическую плотность составляющих компонентов к объемной плотностной модели коллектора, возможно выйти на расчетные величины. Требуемые значения минеральной плотности скелета, цеолита и флюида нам известны по непосредственным замерам по керну и пробам. Для выражения объемной доли цеолитов из уравнения не хватает величины объемной плотности пород, которую возможно определить по методу ГГК-П, и величины пористости  $K_{п}$ , определяемую в ходе работы по данным АК.

По результатам математического решения полученного уравнения для пластов БУ<sub>13-0</sub>,<sub>13-1</sub> Восточно-Мессояхского месторождения получен кросс-плот определения  $K_{цл}$  (объемной доли цеолитизации) в коллекторе, позволяющий оценить процентное значение объёмного содержания цеолитов в коллекторах для каждой используемой в расчете скважины. Среднее значение объемной доли цеолитов в коллекторе исследуемого пласта равно 8%. По кросс-плоту выделены скважины, попадающие в прогнозную зону цеолитизации коллекторов. Распространение прогноза по латерали позволило составить карту коэффициентов цеолитизации для данных пластов. Сопоставляя полученную границу цеолитизации коллектора с результатами палеофациального анализа, можно сделать вывод о прямой связи с обстановками осадконакопления. Зона цеолитизации отождествляется с ограниченной областью проксимальной части дельты, выявленной по данным палеофациального анализа. Данный результат согласуется с обстановкой осадконакопления пирокластического материала, который может быть ограничен областью дельты, где был возможен привнос среднезернистого материала. Далее, за границей распространения, в области дистальной части дельты, возможен привнос лишь мелкодисперсного, пелитового, материала; гидродинамика данной зоны не позволяет откладываться среднезернистому пирокластическому материал. Так же замечено, что область приноса материала была направлена с юго-востока, что так же согласуется с региональными данными палеофациального анализа.

Прогноз объемной доли цеолитизации коллектора, выполнен с использованием числовых данных ГИС, и подтверждается данными керна - в областях максимальных численных значений  $K_{цл}$  по модели данные керна подтверждают наличие цеолитов, так же как и за областью распространения зоны цеолитизации, наличия цеолитов в коллекторе по керну не наблюдается.

Прогноз оценки Кцл на объем коллектора был распространен на отложения пластов БУ<sub>13-2</sub>, БУ<sub>14</sub> в пределах Восточно-Мессояхского ЛУ. Используя суммарные результаты, оценено распределение цеолитизации по группе пластов БУ<sub>13</sub>, БУ<sub>14</sub>. Установлено закономерное уменьшение степени цеолитизации с глубиной, что согласуется с постепенным изменением обстановок осадконакопления в интервале данных пластов – в пределах региона происходила регрессия моря от момента осадконакопления пластов БУ<sub>16-18</sub> до осадконакопления отложений пластов БУ<sub>13-14</sub>, с обмелением бассейна источник сноса зернистого пирокластического обломочного материала наступал с юго-востока. Соответственно, с понижением уровня моря содержание пирокластов в осадочном комплексе увеличивалось от нулевой отметки до конкретных замеренных значений, что и связано с постепенным появлением цеолитизации вверх по разрезу, при переходе от глубоководных морских осадочных комплексов к зонам выносов гидродинамически активных прибрежно-морских и дельтовых осадков.

Сопоставляя полученные результаты распределением ресурсов по исследуемым отложениям, можно заметить связь – в наиболее цеолитизированных отложениях группы пластов БУ<sub>13</sub> наблюдается наибольшая величина ресурсов УВ. Данный факт может быть связан с тем, что благоприятствующим фактором для образования цеолитов в коллекторе является именно миграция потоков флюидов сквозь пласт воздействием на пирокластический материал щелочных растворов. Иными словами, возможна взаимосвязь между зонами УВ скопления и зонами цеолитизации коллекторов.

Прогноз наличия цеолитизации коллекторов был так же выполнен для Русского месторождения, где при испытании скважин в интервале пластов БТ<sub>2-4</sub> (стратиграфический аналог БУ<sub>13-14</sub>) были получены притоки пластовой воды, при общем уровне УЭС, характерно для продуктивной зоны (20-35 Ом\*м). Однако, по результатам анализа, не отмечается наличие цеолитизации в пределах Русского месторождения, исследование будет продолжено.

Ранее зоны цеолитизации коллекторов были регионально оконтурены в работе А.В.Поднебесных [1]. Результаты работы, с учетом региональных данных по определению цеолитизации на соседних лицензионных участках, не принадлежащих компании ОАО «НК»Роснефть», позволили уточнить и расширить зону цеолитизации коллекторов в региональном масштабе, проходящую от Восточно-Уренгойского до Заполярного месторождения, и от Хальмерпаютинского месторождения, через Пакьяхинское и Южно-Мессояхские месторождения, с выходом на северо-востоке на Восточно-Мессояхское месторождение.

Подводя итог, следует отметить, что вопрос остается актуальным и требует дальнейшего изучения. Очевидна необходимость учета объемной доли цеолитизации

коллектора для корректной оценки УЭС и ФЭС коллектора, что указывает на актуальность дальнейшей разработки методики ввода поправок на Кцл на основании метода определения Кцл, описанного выше, при оценке ресурсов и запасов УВ. Требуется анализ петрофизических неопределенностей в зависимости от значений объемной доли цеолитизации. Так же, следует отметить, что для понимания границ распространения цеолитов в отложениях нижнего мела, необходимо использовать не только данные керн и ГИС для картирования прогнозных зон цеолитизации, но и региональные данные по седиментологическим и палеотектоническим обстановкам на момент осадконакопления, для установления источников снова исходного пирокластического материала.

#### Литература:

1. *Поднебесных А.В.*. Особенности формирования цеолитов в нижнемеловых отложениях Юга Гыданского полуострова. НТЦ «Газпромнефть», 2013. – 382-386 с.
2. *Поднебесных А. В., Овчинников В.П.* Проблемы диагностики цеолитов и влияние их наличия на разработку продуктивных отложений Мессояхской группы месторождений, НТЦ «Газпромнефть», ТюмГНГУ, 2011 г.-9 с.
- 3 Вторичные процессы в терригенных коллекторах Западно-Сибирского нефтегазоносного комплекса. Минеральные индикаторы литогенеза: материалы Всероссийского литологического совещания, Сыктывкар, 2011 г.
- 4 *Агалаков С.Е., Бабурин А.Н., Беспалова С.Н.* Особенности геологического строения и нефтегазоносность Среднемессояхского вала, Горные ведомости.-2004 г.-№1-48-72 с.
5. *Белянин Г.Н., Бабец М.А., Тиен Х.Д.и др.*, Особенности кислотного воздействия на гранитоиды фундамента месторождения «Белый Тигр», Нефтяное хозяйство.-2001 г.-№1-45-51 с.
6. *Поспелов В.В.*, Некоторые вопросы разработки залежи нефти в цеолитсодержащих породах фундамента, Нефтегазовая геология. Теория и практика.-2008 г-Т.3.
6. *Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Пенягин П.В. и др.*, Некоторые вопросы разработки залежи нефти в цеолитсодержащих породах фундамента, Горные ведомости.-2005 г.-№12-с.42-63

## О РОЛИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ЭВОЛЮЦИИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

**Н.Н.Верзилин<sup>1</sup>, Н.С.Окнова<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>СПбГУ, Санкт-Петербург, e-mail: geografff@gmail.com

<sup>2</sup>ФГУП ВНИГРИ, Санкт-Петербург, e-mail: lins@vniagri.ru

Большую энергетическую и вещественную роль в появлении и развитии жизни на Земле имели глинистые минералы. Можно полагать, что необходимая для возникновения и развития первичных организмов энергия бралась в основном именно от них. После возникновения жизни взаимосвязь глинистых минералов с

живым и мертвым органическим веществом, вероятно, усиливалась, что нашло отражение, в частности, и в общем возрастании их количества.

Не вызывает сомнения наличие генетической связи между возникновением глинистых минералов с процессами выветривания на суше или осадкообразованием в водоемах. Полагают, что примерно около 4000 млн. лет назад среди осадочных пород практически были лишь они (составлявшие немного более 25%), граувакки и вторичные кварциты [15]. На эти осадочные образования приходилось около 50% формировавшихся пород, а остальные были представлены подводно-вулканогенными. Примерно около 3500 млн. лет назад, то есть во время, когда уже, несомненно, существовала жизнь на Земле, спектр осадочных пород был уже значительно более разнообразным. Возможно, не было еще лишь эвапоритовых пород, и только стали появляться карбонатные, но уже существовали, хотя и не в значительном количестве, джеспилиты, аркозы, кварцевые пески. Общая масса осадочных образований увеличилась примерно до 60%, масса же глин стала около 40%, то есть достигла величин, характерных для отложений всего архей-раннепалеозойского возраста [15].

Остатки организмов, встречаемые в отложениях возрастом близким к 3500 млн. лет назад уже не являются очень примитивными, а потому более простые организмы должны были возникнуть значительно ранее, возможно, близко к 4000 млн. лет назад [18]. В таком случае появление значительного разнообразия осадочных пород к 3500 млн. лет назад нужно объяснять бурным развитием жизни. С другой стороны и для возникновения жизни осадочный процесс должен был иметь существенное значение. Первостепенная роль в нем, очевидно, принадлежала глинистым минералам. Именно в них часто содержатся различные химические элементы, входящие в состав живого вещества. Глинистые илы первоначально обычно очень насыщены водой. В настоящее время она часто содержится в илистых осадках в количестве около 80-90%. Насыщенные водой глинистые осадки иногда существовали достаточно долго [6]. Поэтому они на протяжении длительного времени могли накапливать в себе необходимые для живых организмов элементы. Соответственно до возникновения жизни, при уплотнении глинистых илов вследствие отжимания воды в них могла происходить значительная концентрация различных элементов. При этом глинистые илы не только обеспечивали наличие повышенных концентраций в месте накопления органического вещества, необходимых для живых организмов фосфора, железа, магния, серы и других элементов, но и были, вероятно, катализаторами происходивших процессов преобразования минерального органического вещества в биогенное [2, 4, 8, 16]. Первостепенное значение глинистых минералов в возникновении жизни на Земле было связано и с энергетическими причинами. Основой существования жизни можно считать фотосинтез, который является

эндотермическим процессом, могущим быть выраженным реакцией  $2\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + 470\text{кДж} = \text{C}_2\text{H}_2 + \text{O}_2 + \text{H}_2\text{O}$ . Необходимая для фотосинтеза энергия поступает от Солнца. Но вряд ли солнечная энергия непосредственно могла обеспечить возникновение жизни, тем более, если считать, что оно произошло в донных глинистых осадках уже в какой-то мере потерявших воду, причем на глубинах несколько больших 10 м, на которые не проникало ультрафиолетовое излучение.

Можно предполагать, что необходимая для возникновения и развития первичных организмов энергия бралась в основном от преобразовывавшихся и в какой-то мере уничтожавшихся глинистых минералов. Энергоемкость этих минералов оценивается с двух позиций. Одна из них является гипотезой, предложенной В.И. Лебедевым [10], которая заключается в различии энергетического строения полевых шпатов и образовавшихся по ним глинистых минералов. В полевых шпатах алюминий находится в центре кислородных тетраэдров и расстояние между алюминием и кислородом составляет всего 0,16-0,175 нм. В глинистых же минералах часть алюминия находится в шестерной координации, соответственно расстояние между алюминием и кислородом в этом случае заметно больше, а именно 0,18-0,20 нм. Значит, при трансформации полевых шпатов в глинистые минералы расстояние между атомами алюминия и кислорода в кристаллических решетках увеличилось. Поскольку на это должна была затратиться энергия, то глины по сравнению с полевыми шпатами обогащены ею. Принимается, что энергия, заключенная в глинистых минералах, выделяется при опускании их в земную кору на большие глубины. При этом глинистые породы превращаются в магму. Из последней могут выкристаллизовываться полевые шпаты. Таким образом, экзогенная энергия переносится на глубину. Следует подчеркнуть, что геологическая сущность и следствия этой гипотезы были отражены не только в работах В.И. Лебедева [10,11 и др.], но в ряде публикаций иных исследователей, например, подробно в книге В.М. Сеницына [17].

Как было отражено в публикациях авторов настоящей статьи, в частности в [3, 5], они принимают гипотезу В.И. Лебедева. В то же время они считают справедливыми и недавно опубликованные представления С.Л. Шварцева [19], согласно которым «глины, связывая в процессе своего формирования большое количество воды, одновременно переводят ее на более высокий энергетический уровень и поэтому становятся носителями огромных запасов аккумулированной солнечной энергии» [19, стр.82]. Упомянутые гипотезы не противоречат друг другу, а лишь дополняют, свидетельствуя, что при образовании глин происходит аккумуляция ими солнечной энергии. Суммарное накопление экзогенной энергии в глинистых минералах должно быть весьма существенным.

Авторы не могут согласиться с С.Л. Шварцевым [19] в том, что аккумуляция глинами энергии – это процесс абиогенный. Конечно, до возникновения жизни он не мог быть иным, но после появления живых организмов в месте образования глинистых минералов они стали оказывать существенное влияние на формирование глин. Ведь именно организмы и продукты их жизнедеятельности создают контрастность геохимических сред, ускоряют геохимические процессы иногда на несколько порядков. Бактерии нередко извлекают калий из микроклина и мусковита, образуя глинистые минералы. Корни же примитивных растений выделяют исключительно высокие концентрации водородных ионов, которых оказывается достаточно, чтобы привести к выветриванию полевых шпатов и к образованию глинистых минералов [9]. О значительном увеличении количества глинистых минералов, вследствие возникновения жизни на Земле и при развитии ее на суше отчетливо свидетельствует схема эволюции литологического состава и пропорций осадочных и вулканических пород, предложенная А.Б. Роновым [15, рис. 39].

Вероятно, именно с глобальным влиянием живых организмов и продуктов их жизнедеятельности на процессы глинообразования в основном связаны изменения минерального состава глин во времени, показанные в [7, 14]. Так, резкое увеличение содержания каолинита и набухающих глин (монтмориллонита) и уменьшение иллита (гидрослюд) в каменноугольное время может быть вызвано широким распространением на суше растительности и процессов почвообразования. О влиянии органического вещества на глинистые минералы, особенно группы монтмориллонита, указывает и наличие органоглин – продуктов реакций глинистых минералов с органическими молекулами [8]. Существенным представляется утверждение, что в глинистых породах, если они содержат, хотя бы минимальное количество углерода, можно обнаружить fossilized остатки микробов, в том числе цианобактерий [1]. Несколько ранее Н.В. Логвиненко и И.С. Грамберг писали, что все экзогенные геохимические процессы в той или иной степени являются биогеохимическими [13], а потому наука литология по аналогии с биогеохимией может быть названа литобиогеохимией [12]. Однако, в свете содержания настоящей статьи, в частности широкого образования глинистых минералов в прошлом и вне биосферы, литобиогеохимию следует рассматривать лишь как часть литологии. В то же время представляется важным утверждение [1, 12, 13] о чрезвычайно большой роли в литогенезе бактерий.

#### Литература:

1. Антошкина А.И. Бактериальный литогенез // Обзор концептуальных проблем литологии. М.: ГЕОС. 2012. С. 89-105.
2. Бернал Дж. Возникновение жизни. М.: Изд-во «Мир». 1969. 294 с.



3. *Верзилин Н.Н.* Живое вещество как определяющий фактор развития палеогеографических обстановок и геологических процессов в истории Земли // Современные геологические проблемы учения В.И. Вернадского о биосфере. Труды Ленинградского общества естествоиспытателей. Т. 81, вып. 2. 1990. С. 129-155.
4. *Верзилин Н.Н.* Учение о биосфере (эволюция биосферы). Учебное пособие. СПб. 2004. 212 с.
5. *Верзилин Н.Н., Окнова Н.С.* О роли живого вещества в энергетике Земли в связи со 100-летием со дня рождения В.И. Лебедева // Геология, геоэкология, эволюционная география: Сборник научных трудов. СПб.: Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена. 2011. С.25-30.
6. *Верзилин Н.Н., Сулейманова Т.А.* Новые данные о Гейниокском проливе // Известия РГО. 2007. 139, Вып. 3. С. 63-72.
7. *Гаррелс Р., Макензи Ф.* Эволюция осадочных пород. М.: Изд-во «Мир». 1974. 272 с.
8. *Дегенс Э.* Геохимия осадочных образований. М.: Изд-во «Мир». 1967. 299 с.
9. *Келлер У.Д.* Основы химического выветривания // Геохимия литогенеза. М.: Изд-во иностранной литературы. 1963. С.85-195.
10. *Лебедев В.И.* Основы энергетического анализа геохимических процессов. Л.: Изд-во ЛГУ. 1957. 342 с.
11. *Лебедев В.И.* Каолиновое ядро – гениальная ошибка и ее значение для геолого-минералогических наук // Современные геологические проблемы учения В.И. Вернадского о биосфере. Труды Ленинградского общества естествоиспытателей. Т. 81, вып. 2. 1990. С. 168-177.
12. *Логвиненко Н.В.* Литология и/или литобиогеохимия // Проблемы геологии и минералогии на рубеже веков (доклады на юбилейной сессии СПбОЕ). Изд-во С.-Петербургского ун-та. 2000. С. 13-20.
13. *Логвиненко Н.В., Грамберг И.С.* Введение в геохимию экзогенных процессов. СПб: Изд-во С.-Петербургского ун-та. 1997. 132 с.
14. *Петтиджон Ф.Дж.* Осадочные породы. М.: Недра. 1981. 751 с.
15. *Ронов А.Б.* Стратисфера или осадочная оболочка Земли (количественные исследования). М.: Наука. 1993. 144 с.
16. *Руттен М.* Происхождение жизни (естественным путем). М.: Изд-во «Мир». 1973. 411 с.
17. *Синицын В.М.* Сиаль. Историко-генетические аспекты. Л., «Недра». 1972. 168 с.
18. *Соколов Б.С.* Органический мир Земли на пути к фанерозойской дифференциации. Вестник АН СССР. 1976. № 1. с. 126-143.
19. *Шварцев С.Л.* Прогрессивно самоорганизующиеся абиогенные диссипативные структуры в геологической истории Земли. Литосфера. 2007. № 1. С. 65-89.

## **ДИСПЕРСНАЯ МИНЕРАЛЬНАЯ ПРИМЕСЬ В УГЛЕРОДИСТЫХ СИЛИЦИТАХ СИХОТЭ-АЛИНЯ: ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА И СТАДИИ ФОРМИРОВАНИЯ**

**Ю.Г. Волохин**

*ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: yvolokhin@mail.ru*

Изучена дисперсная минеральная примесь в углеродистых силицитах триаса Сихотэ-Алиня. Установлены ее полигенный состав, длительность и многостадийность аутигенного минералообразования.

В Сихотэ-Алине, углеродистые силициты (фтаниты и глинистые фтаниты) распространены в позднеоленьско-анизийской части разреза (4-20 м) триасовой кремневой формации, где их объемное содержание варьирует от 15-30% до 50% [1]. От других типов силицитов (кремней, яшм, глинистых кремней и яшм) они отличаются повышенным содержанием ряда редких и благородных металлов, иногда достигающим аномальных значений [2, 3]. Состав минералов-концентраторов, их локализация несут информацию об источниках вещества и способствуют расшифровке факторов, условий и стадий накопления химических элементов. Кварц и халцедон микрофоссилий и цемента пород является разбавителем концентраций большинства других (кроме Si) элементов, находящихся в минеральной примеси, представленной рассеянным органическим веществом, обломочной и глинистой фракцией, аутигенными сульфидами и другими минералами.

**Состав органического вещества (ОВ).** Содержание  $C_{орг}$  в углеродистых силицитах варьирует от 0,3 до 8,5% и составляет, в среднем, 1,06-1,09 % – во фтанитах, и 2,26-2,29% – в глинистых фтанитах. Реликтовые поры и трещин в породах нередко выстланы окислами и гидроокислами железа и на 80-90% заполнены ОВ, представленным рентгеноаморфным керогеном и битумоидами [2]. Общее количество битумоидов в углеродистых силицитах – 0,0n-0,n%, а в составе РОВ – 1,2-6,3% (максимально, до 27%); содержание хлороформенных битумоидов значительно варьирует, но чаще среднее (0,015-0,044%). В составе битумоидов преобладают масла и смолы (петролейно-эфирная фракция) и асфальтогеновые кислоты (спиртовая фракция). Гуминовая фракция в породах составляет от 0% до 0,28 мас.%, характеризуется низкой степенью окисленности, содержит хиноны, метильные, метиленовые и эфирные группировки, органические сульфиды (сульфоновые кислоты, тиофенолы или др.) [2].  $\delta^{13}C$  ОВ находится в пределах, от – 30,2‰ до – 27,3‰ PDB. Состав ОВ свидетельствуют в пользу его морской сапропелевой природы [2].

**Обломочная и глинистая фракции.** Содержание обломочной фракции максимально в глинистых фтанитах, где встречаются даже крупные обломки (до 0,5 мм) из подстилающих слоев осадочных пород (кремней, фтанитов, алевроаргиллитов) и, реже, базальтоидов. В слоях углеродистых силицитов встречаются тонкие прослои (1-2 мм), обогащенные тяжелыми минералами (магнетитом, ильменитом, рутилом и цирконом) вследствие шлихования и размыва нелитифицированного ила придонными течениями. Основные минералы обломочной фракции – кварц, альбит и калиевый полевой шпат (КПШ). Для КПШ фтанитов характерно отсутствие Са и невысокие содержания Na (0,3-0,6 ат. %). В глинистой фракции установлены хлорит, каолинит и метагаллазит, но доминирует диоктаэдрический иллит ( $b=9.02 - 9.04\text{\AA}$ ) политипа  $2M_1$  [1]. Содержание мусковитового минала в иллитах высокое – 73-85%. Хлорит

встречается трех видов: (1) замещающий зерна пирокластики или вулканокластики основного состава, (2) находящийся в сростках с КППШ продукт замещения биотита кислых пород и, (3) новообразованный хлорит, заполняющий трещины и поры в породах. Минеральный состав обломочной и глинистой фракции позволяет предполагать в качестве источника обломочного материала относительно близрасположенные выходы кислых или щелочных магматических пород. Меньшее значение имело поступление обломочного и глинистого материала с подводных базальтовых построек в самом бассейне.

**Минеральная дисперсная примесь.** Изучением под микрозондом (JXA-8100) установлено около 60 минералов, относящихся к самородным элементам, интерметаллидам, сульфидам, арсенидам, вольфраматам, сульфатам, галоидам, окислам и гидроокислам, карбонатам, силикатам, боросиликатам и фосфатам. В бассейне р. Уссури (р. Огородная) и р. Бол. Улитка, самородные элементы представлены Au, Pd, Ag, Cu, Fe, W, Ni и Se. Присутствуют аурикуприд, медистый палладий, Au- и Pd-содержащая медь. Среди интерметаллидов преобладают соединения меди и цинка ( $Cu_2Zn$ ,  $Cu_3Zn_2$ ,  $Cu_3Zn$ ,  $Cu_4Zn$ ), реже, меди и олова ( $CuSn$ ,  $Cu_4Sn$ ,  $Cu_8Sn$ ), меди и никеля ( $Cu_4Zn_2Ni$ ), никеля, меди и цинка ( $Ni_2Cu_2Zn$ ), никеля и кадмия ( $Ni_4Cd$ ).

Доминирующим сульфидом является пирит, в т.ч. Mn-, Cu-, Zn-, и As-содержащие пириты; распространены сфалерит, галенит и халькопирит. Присутствуют аргентит, пирротин, борнит, ковеллин, пентландит, арсенопирит, антимонит, бравоит, кобальтин, глаукодот, герсдорфит, ульманит, а также сульфиды со значительной примесью селена. Встречается клаусталит – PbSe. Арсениды представлены никелином и скуттерудитом. Из вольфрамов повсеместно присутствует шеелит, реже встречается вольфрамит. Среди сульфатов наиболее распространены ярозит и барит; встречаются целестин и гипс (или ангидрит). Галоиды установлены в углеродистых прожилках и реликтовых порах и представлены сильвином, галитом и K-Na- хлоридами. В разрезе р. Корейская встречаются йодаты вида  $[Cu, Fe, Cr]_3[S, P]_4$ . Окислы представлены магнетитом, гематитом, ильменитом и рутилом, либо другими модификациями  $TiO_2$ . Гётит, гидрогётит, либо их полиморфы, широко распространены в реликтовых порах и в прожилках в породах. В бас. р. Бол. Улитка фтанито-кварциты содержат редкоземельные окислы (церианит?), уранинит и окислы висмута – бисмит или силленит. Среди силикатов, наиболее распространенным минералом является циркон, встречаются тюрингит, шамозит, ферросилит и сфен. В бассейне р. Дальней установлены датолит и данбурит. В метаморфизованных фтанитах встречаются родонит и спессартин. Фосфаты представлены карбонат-фторапатитом конодонтов, монацитом и ксенотимом; редко встречается гоацит ( $[Sr, Ba, Ce, Nd] Al_3[PO_4]_2 \cdot [OH]_5 \cdot H_2O$ ).

*Локализация минералов в силицитах.* Положение минерала в породе несет информацию об его происхождении. В кварцевом цементе фтанитов и глинистых фтанитов заключены монацит, рутил, циркон, ксенотим, значительная часть магнетита, апатит биогенных фрагментов и, вероятно, часть касситерита. Это, в большинстве, устойчивые при транспортировке в водной среде аллотипные минералы. Подавляющая часть пирита (кристаллического, микроглобулярного, фрамбоидального и замещающего микрофоссилии) также находится в кварцевом цементе углеродистых силицитов и, по-видимому, формировалась при диагенезе биокремнистого ила. Диагенетическое происхождение предположительно имеет часть сфалерита и халькопирита, образующих псевдоморфозы по растительным остаткам и скелетным фрагментам микрофоссилий.

Рудные минералы, находящиеся в прожилках и вторичных порах, кристаллизовались значительно позже диагенетической литификации (цементации) и брекчирования кремневых слоев и толщ вследствие складкообразования и разрывных дислокаций. К ним принадлежит большинство сульфидов (исключая пирит), самородные элементы и интерметаллиды, барит, шеелит, значительная часть оксидов и гидроксидов железа. Большинство этих минералов кристаллизовалось в катагенезе за счет ресурса металлов в ОВ и в битумоидах, где они установлены в высоких концентрациях [2]. Часть металлов предположительно привносилось в хлоридных растворах, циркулировавших в образовавшемся трещинном пространстве.

Сульфаты и часть гидроксидов железа (ярозит, часть барита,  $\text{FeOON} \cdot n\text{H}_2\text{O}$  и др.), замещающие пирит, а также заполняющие вторичные поры выщелачивания пирита и карбонатов, по-видимому, являются гипергенными.

#### Литература:

1. Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурый Г.И. Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня. Владивосток: изд-во «Дальнаука», 2003. 252 с.
2. Волохин Ю. Г., Иванов В. В. Геохимия и металлоносность углеродистых силицитов триаса Сихотэ-Алиня // Литология и полезн. ископаемые, 2007. № 4. С. 406-425.
3. Волохин Ю.Г., Карабцов А.А. Благородные металлы в углеродистых кремнях триаса Сихотэ-Алиня // ДАН, 2009. Т. 426, № 1. С. 84-89.

# О ПРОЯВЛЕНИЯХ КАРБОНАТОВ В ПОЗДНЕЮРСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРО-ЯНГТИНСКОГО И КРАЙНЕГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.М. Горожанин<sup>1</sup>, З.А. Канипова<sup>1</sup>, Б.Г. Покровский<sup>2</sup>,  
М.Ю. Митяев<sup>3</sup>, Е.Н. Горожанина<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии УНЦ РАН, г.Уфа

<sup>2</sup>ГИН РАН. Г.Москва

<sup>3</sup>Газпромнефть НТЦ, г. Санкт-Петербург

Рассмотрены особенности карбонатных прослоев и конкреций, наблюдаемых в позднеюрской толще терригенных отложений. На основе литологических, минералогических и изотопных исследований показано, что их образование может быть связано с действием метановых палеосипов.

В юрских терригенных отложениях Восточной и Западной Сибири встречаются необычные карбонатопроявления – глендониты, конкреции–септарии, карбонатно-глинистые брекчии, генезис которых еще недостаточно ясен [1-5].

При изучении разрезов скважин с целью реконструкции палеофациальных условий осадконакопления верхнеюрских отложений Северо-Янгтинского и Крайнего месторождений нефти, расположенных в Ноябрьском районе Западной Сибири, подобные карбонатные образования встречены нами в пласте Ю<sub>0</sub> (баженовская свита) и Ю<sub>1</sub> (георгиевская и васюганская свиты).

Наблюдается несколько разновидностей карбонатопроявлений. 1. Тонкие (5-20см) прослой пелитоморфных известняков с оторочками доломита и сидерита, встречены только в глинистых осадках баженовской свиты. 2. Карбонатные брекчии с темным глинистым матриксом, с фауной морских ежей, с криноидным детритом (Рисунок 1, (а)), и карбонатные обломки в светлом алевропесчанике с интенсивной глауконитизацией, подчеркивающей поверхность перерыва - «хардграунд» (Рисунок 1, (б)). 3. Карбонатные конкреции, размером 0,2 м и более, сложенные серым пелитоморфным известняком, для них характерны трещины, выполненных буроватым кальцитом лучисто-шестоватого строения с направлением обрастания перпендикулярно стенкам трещин. Вероятно, эти образования относятся к конкрециям-септариями, ранее описанным в васюганском горизонте. Коричневато-бурая окраска кальцита в септах-трещинах объясняется примесями магния, марганца, железа [4,5]. В нашем случае кальцит, по-видимому, содержит углеводороды, поскольку имеет свечение в ультрафиолетовых лучах (Рисунок 1, (в)). 4. Включения и сростки глендонита, представленные кристаллами кальцита в виде сростков-«ежиков» - шарообразных стяжений с торчащими наружу кристаллами (Рисунок 1, (г)). Считается, что такие псевдоморфозы кальцита образуются по водному карбонату кальция – икаиту, термодинамически устойчивому только

в условиях холодных температур. Кальцит в таких проявлениях имеет зоны роста, буровато-коричневую окраску и магнезиальный состав, и, как мы полагаем, полностью аналогичен кальциту, выполняющему перегородки в конкрециях-септариях. Вероятно, их образование связано с действием единого процесса.

Распределение карбонатных проявлений ограничено стратиграфически. Пелитоморфные прослои встречены только в баженовской свите среди горизонтально-тонкослоистых пород бассейнового типа. Остальные разновидности – брекчиевидные известняки, конкреции-септарии и глендониты – встречаются преимущественно в песчано-алевритовых отложениях васюганского горизонта (пласт Ю<sub>1</sub>), формировавшихся в обстановке глубоководного шельфа.

Прослои карбонатных пород имеют широкое распространение в отложениях верхней юры на территории Западной Сибири и прослеживаются на расстояния до 100 км [3]. Полагают, что они формировались на склонах палеоподнятий в стадию регрессий, и поступали в глубоководные зоны в результате оползания [3]. По [4,5] все карбонатные тела относятся к конкрециями-септариями, которые образуют стратиграфически выдержанный горизонт.

Глендонит в юрских терригенных отложениях описан в различных районах Восточной Сибири [1,2]. Принято считать, что глендонит может образовываться только в условиях холодного климата. В последнее время он рассматривается как индикатор метановых сипов [6]. На его метаногенное происхождение указывает облегченный состав изотопов углерода, и наличие слабой люминесценции в ультрафиолете.

По нашему мнению, генезис всех карбонатных проявлений можно объяснить с позиций формирования карбонатных построек в местах высачивания углеводородов, т.е. метановых палеосипов, действовавших перед формированием баженовских отложений. На это указывают полученные нами данные по изотопному составу углерода для глендонитов, которые имеют сильно облегченный состав. Измеренные значения  $\delta^{13}\text{C}$  в них варьируют от -15,5 до -22,9‰ PDB, что свидетельствует об их формировании в результате реакции бактериального окисления метана. Аналогично образовывался кальцит, слагающий септы раннедиагенетических конкреций. Вероятно, и брекчиевидные известняки могут оказаться продуктом разрушения метаногенных карбонатных построек. Современные аналоги таких построек («гераклиты»), описанные на шельфе Черного моря, выглядят как горизонты глинисто-карбонатных брекчий [7].

Вывод о вероятном присутствии метановых сипов в юрских осадках важен для понимания того, каким образом мог сформироваться богатый органикой баженовский бассейн. Вспышка развития фитопланктона, приведшая к накоплению баженитов, вероятно могла быть связана с подпиткой его метановыми сипами.

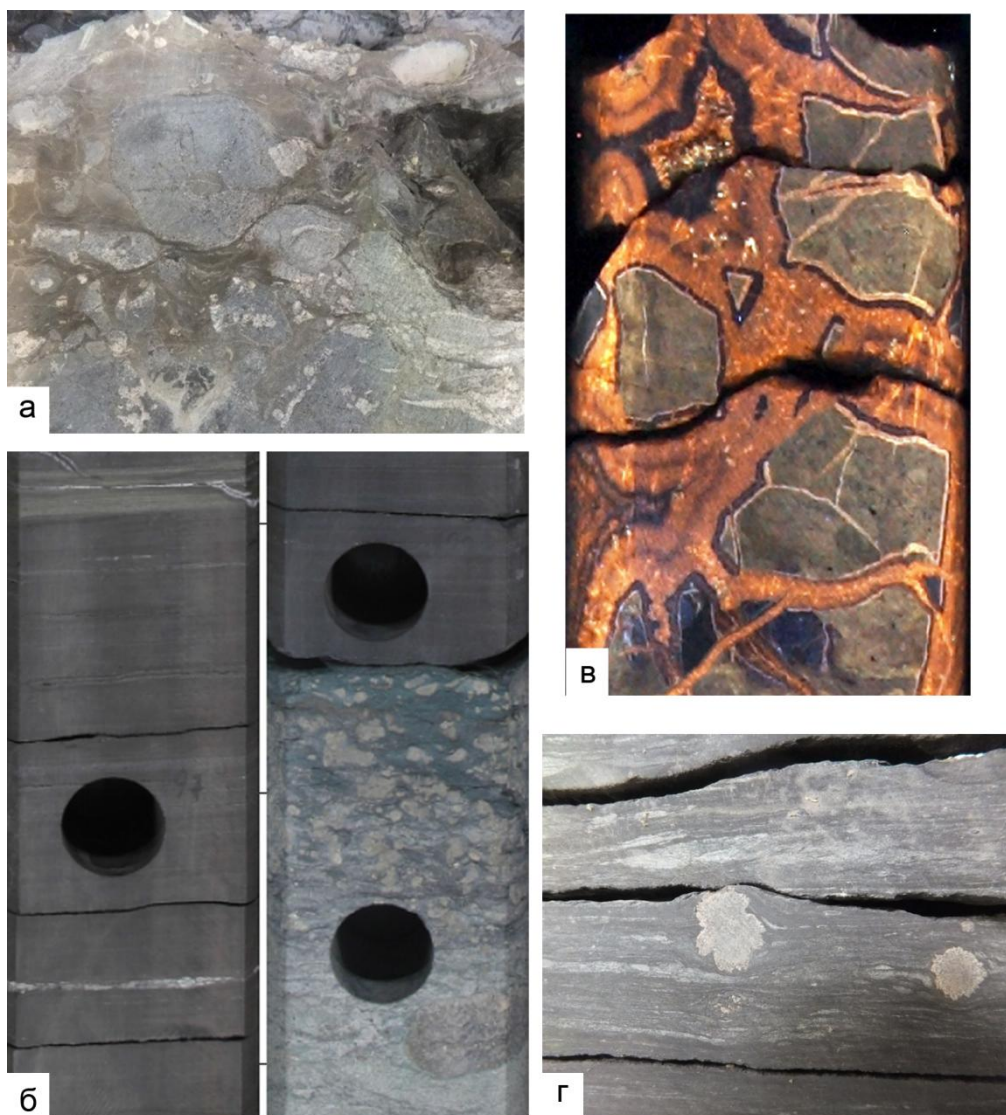


Рисунок 1 - Разновидности карбонатных пород в отложениях пласта Ю<sub>1</sub>, месторождение Северо-Янгтинское, скв.324: а - глинисто-карбонатная брекчия с фауной морских ежей (слева сверху); б – контакт баженитов с глауконитизированной поверхностью песчано-карбонатной брекчии, в – конкреция-септария (свечение в ультрафиолетовом свете), г – сростки кристаллов глендонита

#### Литература:

1. Каплан М.Е. Кальцитовые псевдоморфозы в юрских и нижнемеловых отложениях севера Восточной Сибири // Геология и геофизика, 1978, №12, с. 49-56
2. Rogov M.A., Zakharov V.A. Jurassic and Lower Cretaceous Glendonite Occurrences and Their Implication for Arctic Paleoclimate Reconstructions and Stratigraphy. Earth Science Frontiers, Vol. 17, Special Issue, Aug. 2010.P.345-347.
3. Важенина О.А. Особенности палеогеографии и карбонатакопления в баженовской и абалакской свитах Широтного Приобья (Западная Сибирь) // Вестник ТГУ, 2009, №327. С.218-223
4. Жуковская Е.А., Вакуленко Л.Г., Ян П.А. Карбонатные септарии в оксфордских отложениях Западной Сибири. // Концептуальные проблемы литологических исследований в России: материалы 6-го Всероссийского литологического совещания. Казань: Казан. ун-т, 2011. Т.1. С.298-301

5. Жуковская Е.А., Вакуленко Л.Г., Ян П.А. Оксфордский конкреционный горизонт в осадочных бассейнах Сибири // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. V Всероссийское совещание: научные материалы / В.А.Захаров (отв. ред.), М.А.Рогов, Б.Н.Шурыгин (редколлегия). Екатеринбург: ООО "Издательский дом "ИздатНаукаСервис", 2013. с. 77-79.

6. Teichert V.M.A., Luppold F.W. Glendonites from an Early Jurassic methane seep — Climate or methane indicators? // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2013, v. 390 p.81–93.

7. Лысенко В.И. Гераклиты - карбонатные образования газовых источников и грязевых вулканов миоцена // Геология и полезные ископаемые мирового океана, 2008.- №2.- С.128-140.

## **МИНЕРАЛОГО-КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ ГЛОБУЛЯРНЫХ СЛОИСТЫХ СИЛИКАТОВ АРЫМАССКОЙ СВИТЫ (СЕВЕРНАЯ СИБИРЬ) КАК ОТРАЖЕНИЕ ЭТАПОВ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ**

**Т.С.Зайцева<sup>1</sup>, И.М.Горохов<sup>1</sup>, Т.А.Ивановская<sup>2</sup>, Н.Н.Мельников<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург,  
e-mail: z-t-s@mail.ru*

<sup>2</sup>*Геологический институт РАН, Москва, e-mail: tat.ivanovskaya2012@yandex.ru*

Выполнено комплексное минералогическое, кристаллохимическое и изотопно-геохронологическое изучение мономинеральных фракций глобулярных слоистых силикатов (ГСС) глауконит-иллитового ряда из плотных (алевролитов и песчаников) и рыхлых (глауконититов) пород нижней подсвиты арымасской свиты (средний рифей, Оленекское поднятие, Северная Сибирь). Впервые показано, что зерна этого минерала из рыхлых глауконититов, в разной степени ожелезненные, характеризуются меньшими значениями Rb-Sr возраста (1170 млн. лет), чем в образцах из плотных алевро-песчаников, Rb-Sr и К-Аг возрасты которых соответственно составляют 1302±8 и 1302 млн. лет. Rb-Sr и К-Аг датирование ГСС проведено в сочетании с диагностикой этапов их формирования, основанной на моделировании теоретических картин распределения катионов в структуре минерала и сопоставлении полученной картины с данными мессбауэровской и ИК-спектроскопии. Полученные расчетные данные позволяют предполагать, что структурные особенности ГСС из алевролитов и песчаников отражают раннедиагенетический этап формирования минералов, и, следовательно, их Rb-Sr и К-Аг возрасты (1302±8 и 1302 млн. лет, соответственно) близки ко времени накопления отложений арымасской свиты, а структурные особенности ГСС из ожелезненных глауконититов отражают постдиагенетический этап с Rb-Sr возрастом около 1170 млн. лет.

Rb-Sr и К-Аг датировки глобулярных слоистых силикатов (ГСС) во многих случаях отвечают времени раннего диагенеза осадков и близки ко времени их отложения. Однако вторичные постдиагенетические процессы могут приводить к химическим и структурным изменениям этих минералов, вызывающим потери радиогенных <sup>87</sup>Sr и <sup>40</sup>Ar и появление «омоложенных» датировок. При этом степень сохранности изотопно-геохронологических систем может различаться даже в ГСС с близкими химическими составами и зависеть от характера катионного упорядочения в их структуре. По мере накопления сведений о структуре глауконита и формирования представлений о его генезисе, совершенствовались и подходы к



интерпретации структурных данных, получаемых различными физическими методами. Перспективным для диагностики структурных изменений оказался метод сопоставления моделей распределения октаэдрических катионов в структуре ГСС, основанных на данных ИКС, с данными мессбауэровской спектроскопии [8]. Используя эти результаты и современные представления о формировании глауконитов [1, 7], коллектив авторов ИГГД РАН и ГИН РАН разработал кристаллохимический метод оценки степени сохранности изотопных систем ГСС [1, 2]. На примере позднепротерозойских ГСС было показано, что предложенный метод даёт возможность оценить, являются ли сегодняшние кристаллохимические и изотопно-геохронологические характеристики минерала изначальными или вторичными и таким путем отделять датировки, отвечающие времени раннего диагенеза и пригодные для целей стратиграфии, от «омоложенных», отражающих возраст постдиагенетических преобразований [1, 2 и др.]. Этот же метод был использован и в данной работе, основная задача которой состояла в сравнении полученных минералогических, кристаллохимических и изотопно-геохронологических характеристик ГСС из различных типов пород в пределах одной свиты с целью установления этапов формирования и преобразования пород этой осадочной последовательности.

Проведен анализ новых и ранее полученных [3, 4] данных для зерен ГСС различных размерных и плотностных фракций, выделенных из пород арымасской свиты Оленекского поднятия: средней части ее нижней подсвиты на р. Дебенгде (обр. 566/1, 566/2, 566б) и кровли нижней подсвиты на р. Улахан-Сололи (обр. 556). Породы представлены плотными тонко переслаивающимися песчаниками и алевролитами (обр. 566/1, 566/2, 556), а также рыхлыми ожелезненными глауконититами (обр. 566б). Впервые приведены детальные минералогико-кристаллохимические характеристики зерен из плотностной фракции 2.7–2.75 г/см<sup>3</sup> (обр. 566б): определено соотношение двух- и трехвалентного железа, степень алюминиевости  ${}^{\text{VI}}\text{Al}/({}^{\text{VI}}\text{Fe}^{3+}+{}^{\text{VI}}\text{Al})$  слюдистого минерала, установлен характер распределения октаэдрических катионов.

Изученные ГСС представляют собой низкозарядные слюдистые минералы: содержание катионов калия в ГСС из плотных пород (обр. 566/1, 566/2, 556) варьирует от 0.64 до 0.70 на формульную единицу (ф. е.), а в минерале из глауконитита (обр. 566б) достигает 0.73 ф. е. ГСС из плотных пород представлены Al-глауконитом (обр. 556,  ${}^{\text{VI}}\text{Al}/({}^{\text{VI}}\text{Fe}^{3+}+{}^{\text{VI}}\text{Al})=0.59$ ) и Fe-иллитами (обр. 566/1, 566/2,  ${}^{\text{VI}}\text{Al}/({}^{\text{VI}}\text{Fe}^{3+}+{}^{\text{VI}}\text{Al})=0.69$  и 0.63, соответственно). Al-глауконит из рыхлых глауконититов (обр. 566б,  ${}^{\text{VI}}\text{Al}/({}^{\text{VI}}\text{Fe}^{3+}+{}^{\text{VI}}\text{Al})=0.55$ ) обогащен  $\text{Fe}^{3+}$  и обеднен  $\text{Fe}^{2+}$  (0.70 и 0.13 ф. е., соответственно), вероятно, в ходе вторичного «ожелезнения», включающего окисление  $\text{Fe}^{2+}$  и замещение ионами  $\text{Fe}^{3+}$  катионов октаэдрической координации [6]. По рентгеновским характеристикам изученные слоистые силикаты из плотных и рыхлых пород

близки. Они относятся к смешанослойным образованиям (15–20% разбухающих слоев) с фактором ближнего порядка  $R \geq 1$ . Параметр элементарной ячейки  $b$  слюдистых минералов лежит в пределах 9.05–9.06 Å [3].

Сравнение расчётных картин распределения октаэдрических катионов, основанных на химическом составе минералов и современных представлениях о процессе глауконитизации, с реальными картинками, следующими из данных инфракрасной и мессбауэровской спектроскопии, показывает, что ГСС из плотных пород (обр. 566/1, 566/2, 556) с момента своего формирования на стадии раннего диагенеза осадка не подвергались каким-либо минералого-кристаллохимическим преобразованиям. Тем самым подразумевается отсутствие в ходе катагенеза погружения вторичных изменений, которые могли бы привести к переупорядочению катионов в структуре минерала и потере радиогенных продуктов, накопленных со времени диагенеза осадков. Поэтому можно утверждать, что Rb-Sr ( $1302 \pm 8$  млн. лет,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7061 \pm 0.0007$ ) и K-Ar (1302 млн. лет) возрасты ГСС этой группы образцов близки ко времени накопления отложений арымасской свиты и имеют стратиграфический смысл. О том же свидетельствует полученное значение первичного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , согласующееся в пределах погрешности с величиной этого отношения (0.7045–0.7060) в среднерифейской морской воде [5].

Зерна ГСС из рыхлых ожелезненных глауконититов арымасской свиты в разной степени замещены гематитом. На основании анализа химического состава ГСС из ожелезненных и нежелезненных пород моделировался процесс окисления  $\text{Fe}^{2+}$ , а также частичное замещение  $\text{Al}^{3+}$  ионами  $\text{Fe}^{3+}$  в октаэдрической сетке изучаемых ГСС. Сравнение полученной расчётной картины распределения октаэдрических катионов в Al-глауконите из глауконитита (обр. 566б) с реальной картинкой, следующей из данных ИК- и мессбауэровской спектроскопии, указывает на то, что минерал претерпел структурные изменения в процессе окисления ионов  $\text{Fe}^{2+}$  и замещения  $\text{Al}^{3+}$  ионами  $\text{Fe}^{3+}$  в октаэдрах, что привело к переупорядочению катионов в структуре минерала. Как следствие, полученный Rb-Sr возраст преобразованного Al-глауконита «омоложен» и составляет около 1170 млн. лет, отражая, по-видимому, потерю радиогенного  $^{87}\text{Sr}$  во время постдиагенетического преобразования пород свиты.

Таким образом, комплексное изучение ГСС позволило установить время и особенности формирования и преобразования пород арымасской свиты, начиная с этапа раннего диагенеза осадков ( $1302 \pm 8$  млн. лет назад) и заканчивая этапом их постдиагенетического преобразования (около 1170 млн. лет назад).

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 4 при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 13-05-00127, 14-05-00323, 15-05-09095).

Литература:

1. *Горохов И.М. и др.* Rb-Sr и K-Ar возраст и мессбауэровские спектры глобулярных слоистых силикатов глауконитового ряда: дебенгдинская свита среднего рифея Оленекского поднятия, Северная Сибирь // Литология и полез. ископаемые. 1995. № 6. С. 615–631.
2. *Зайцева Т.С. и др.* Мессбауэровские характеристики и Rb-Sr и K-Ar возраст верхнерифейских глауконитов укской свиты Южного Урала // Стратиграфия. Геол. Корреляция. 2008. N. 16. №3. С. 3–25.
3. *Ивановская Т.А. и др.* Структурно-кристаллохимические особенности глобулярных слоистых силикатов глауконит-иллитового состава (поздний протерозой, Северная Сибирь) // Литология и полез. ископаемые. 2012. № 6. С. 562–584.
4. *Ивановская Т.А. и др.* Слоистые силикаты (глауконит, иллит, хлорит) в терригенных отложениях арымасской свиты (Оленекское поднятие) // Литология и полез. ископаемые. 2006. № 6. С. 611–634.
5. *Кузнецов А.Б. и др.* Sr изотопная характеристика и Pb-Pb возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижнерифейская бурзянская серия Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 16-34.
6. *Николаева И.В.* Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука. 1977. 320 с.
7. *Clauer N. et al.* Sr isotopic constraints on the process of glauconitization // Geology. 1992. V. 20. № 2. P. 133–136.
8. *Dainyak L.G. et al.* Computer simulation of octahedral cation distribution and interpretation of the Mössbauer Fe<sup>2+</sup> components in dioctahedral trans-vacant micas // Eur. J. Mineral. 2004. V. 16. № 3. P. 451–468.

# ГИПЕРГЕННОЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ВУЛКАНОГЕННОГО МАТЕРИАЛА В КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ УСЛОВИЯХ

Н.Н.Зинчук

*ЗЯНЦ АН РС (Я), Мирный, e-mail: nnzinchuk@rambler.ru*

По результатам комплексного исследования особенностей геодинамического и гипергенного изменения вулканогенного материала как в его коренном залегании, так при переносе в различных континентальных водоёмах. Особое внимание при этом уделено поведению в упомянутых процессах тонкодисперсных глинистых минералов, характерных для различных типов пород (основного, основного и кислого составов).

Результаты проведенной нами ранее [1,2] обработки с помощью кластер-анализа данных о химическом составе различных петрохимических типов пород подчеркнули, что резкие различия в их химизме наблюдаются, с одной стороны, у ультраосновных и основных разностей, а с другой - у средних и кислых. Соответственно, выветривание первично минералов первой группы (меланократовых) сопровождается выносом щелочных (Na,K) и щелочно-земельных элементов, а также избытка Si и окислением подавляющей части  $Fe^{2+}$ , приводит к повышению лейкократовости [2]. С другой стороны, элювиальные продукты второй (лейкократовой) группы пород характеризуются увеличением их меланократовости (в первую очередь кислые разности), что связано с опережающим выносом Si по сравнению с накоплением Al. В результате этого происходит своеобразное сближение как химического состава, так и минералогических особенностей элювиальных продуктов, развитых на породах различного состава. Специфическими являются особенности гипергенного и геодинамического изменения вулканогенного материала, входящего в состав различных пород. Так, вулканические компоненты, слагающие существенную часть дискретного и лавообразного материала, в открытой системе минералообразования (на континенте) первоначально кристаллизуются в минералы группы смектита. Различный химический состав поступающего из эруптивных аппаратов и накапливающегося в континентальных водоёмах вулканического материала различного состава обуславливает (как и при выветривании их полнокристаллических аналогов) вынос указанных выше элементов и гетеровалентные превращения. Заполнение октаэдрических позиций в структуре отдельных разновидностей смектитов, возникающих за счет выветривания различных петрохимических типов пород, заимствуется от химического состава последних и изменяется от Mg- $Fe^{2+}$ - до Al- $Fe^{3+}$ -типа. Природа межслоевых катионов этой группы минералов определяется характером среды минералообразования [1]. По активности главнейших обменных катионов при их взаимном замещении, они располагаются в следующем порядке: Li<Na<K<Mg<Ca<H. Это обуславливает тенденцию последовательного вытеснения из межслоевых позиций в структуре

первично возникающего смектита слабо устойчивых элементов и обогащение указанных позиций по мере развития гипергенного процесса наиболее устойчивым из щелочных и щелочно-земельных катионов – Са. Так, подвергшиеся выветриванию эффузивные трапповые покровы долеритов в северной части Малоботуобинского района Сибирской платформы (СП) представлены серыми и темно-серыми разноминеральными образованиями, содержащими в исходном состоянии плагиоклазы (лабрадор и битовнит), моноклинные пироксены (авгит), ильменит, магнетит, оливин, биотит, иддингсит и стекловатый мезостагис. Процесс гипергенного изменения долеритов начинается с развития в массивных отдельностях породы системы трещин с выделением на образованных ими поверхностях частиц основных плагиоклазов зародышей новых фаз в виде кристаллитов. Последние являются начальными фазами возникающего позднее по ним Mg-Fe<sup>2+</sup>-содержащего монтмориллонита, который, как неустойчивый в зоне гипергенеза минерал, быстро подвергается частичной диоктаэдризации с образованием ди-триоктаэдрической фазы Mg-Fe<sup>3+</sup>-типа. Выделяющиеся при этом избытки окисного железа обуславливают возникновение гидрогетита. За счёт Na<sup>+</sup>, выделяющегося при разложении плагиоклазов, образуется Na-монтмориллонит, который в богатой Са среде последовательно переходит в Са-разновидность. По биотиту в окислительных условиях развивается вермикулит, который в гипергенных условиях переходит в ассоциацию вермикулита и ди-триоктаэдрического монтмориллонита, а также вермикулит-монтмориллонитовое смешанослойное образование. По мере дальнейшей диоктаэдризации последней фазы и прогрессирующего выноса щелочей и щелочных земель из продуктов деструкции Al-Fe<sup>3+</sup>-монтмориллонита синтезируется каолинит. Близкий механизм гипергенного преобразования исходного материала свойственен также эксплозивным породам, которые нами комплексно изучены на примере туфов и туфобрекчий трубок взрыва этого же алмазоносного района СП. Однако иной агрегатный характер этих пород, по сравнению с массивными долеритами, обуславливает повышенную интенсивность промывного режима вулканогенного материала и соответственно более высокую скорость его преобразования. Это объясняется быстрым течением процесса диоктаэдризации первично возникающих слоистых силикатов, а также ранним появлением в профиле выветривания каолинита. По близкому к долеритам основного состава направлению происходит гипергенное преобразование кимберлитов ультраосновного состава, с одной стороны, и туфогенных - с породами кислого состава [1,2].

Сравнение кинетики как преобразования минералов группы смектитов и смешанослойных образований, так и возникновение каолинита в профилях выветривания различных петрохимических типов пород показывает, что в элювии ультраосновных и основных пород смектит и смешанослойные образования сохраняются более длительное

время, чем в средних и кислых. Это связано с необходимостью выноса из профилей выветривания первой группы Mg, перехода  $Fe^{2+}$  в оксиды и гидроксиды  $Fe^{3+}$  и преобразования первичного триоктаэдрического смектита в диоктаэдрическую разновидность. Одновременно с этим сапонит, возникающий по Mg-Fe-минералам, а также монтмориллонит, образующийся по относительно гомогенным плагиоклазам ультраосновных и основных пород, обладает более высокой степенью упорядоченности структуры, по сравнению с одноименными минералами, развивающимися по более гетерогенным плагиоклазам, свойственным средним и кислым породам. При этом, соответствующая степень упорядоченности структуры три- или диоктаэдрического смектита наследуется также и в процессе дальнейшего преобразования по нему каолинита. Образующийся в профилях выветривания элювий при перестройке тектонического плана территории подвергается денудации. Переотлагающиеся в таком случае продукты в зависимости от тектоно-морфологического и гидрохимического характера областей осадконакопления в дальнейшем могут входить в состав различных осадочных формаций, в которых элювиальный материал накапливается либо в разуплотненном состоянии, либо в виде формации переотложенных кор выветривания.

Проведенными исследованиями показано, что первичный вулканогенный материал, испытывающий существенное изменение в полных профилях выветривания под действием гипергенных процессов, в значительной мере теряет присущие ему специфические свойства, сближаясь с продуктами выветривания пород самого различного генезиса. Однако в умеренных климатических поясах, при неполных профилях выветривания, нередко геодинамическим воздействиям и размыву подвергается элювиальный материал, соответствующий средним (и даже нижним) горизонтам элювиальных толщ, которые четко отражают физико-химическую и минералогическую природу исходных пород. Вследствие этого, поступающие из областей снова вулканогенный материал, попадая в пресные континентальные водоёмы, обычно сохраняет первичные структурно-морфологические свойства первичных минералов, особенно при недалеком и спокойном их переносе. Размыв и перенос временными водными потоками и постоянными речными артериями первичного пирокластического материала приводит к определенной его деградированности, позволяющей уверенно отличать такие продукты от вновь образованных аутигенных выделений, возникших под действием седиментационных и диагенетических процессов.

#### Литература:

1. Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Соколов В.Н. Преобразование туфов и туфогенных пород Якутии в процессе выветривания // Бюлл. МОИП. Отдел геол., 1982. Т.57. Вып.6. С.65-80.

2. Хитров В.Г., Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д. Применение кластер-анализа для выяснения закономерностей выветривания пород различного состава // Докл. АН СССР. Т.296. №-5. С.1228-1233.

# **ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ГЛОБУЛЯРНЫХ И ПЛАСТИНЧАТЫХ СЛОИСТЫХ СИЛИКАТОВ ГЛАУКОНИТ-ИЛЛИТОВОГО РЯДА НА РАЗНЫХ СТАДИЯХ ЛИТОГЕНЕЗА В ДОКЕМБРИЙСКИХ И ВЕНД-КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ**

**Т.А. Ивановская**

*Геологический институт РАН, Москва, e-mail: tat.ivanovskaya2012@yandex.ru*

В работе обобщены результаты исследований вторичных изменений глобулярных и пластинчатых слоистых силикатов глауконит-иллитового ряда из терригенных отложений верхнего протерозоя Северной и Восточной Сибири, Южного Урала, полуострова Средний (Мурманское побережье) и а также из пограничных отложений венда и кембрия Подольского Приднестровья (Украина). Рассматриваются замещения глауконитовых зерен корренсит-хлоритом на стадии позднего диагенеза, процессы деформации и хлоритизации глобуль, характерные для зоны глубинного катагенеза и бертьеринизация зерен в результате инфильтрационных процессов при поднятии территории.

Данное сообщение посвящено вторичным изменениям глобулярных и пластинчатых слоистых силикатов глауконит-иллитового ряда из разрезов нижнего, среднего и верхнего рифея Северной и Восточной Сибири (Анабарское и Оленекское поднятия, Учуро-Майский регион), Южного Урала и полуострова Средний, а также из пограничных отложений венда и кембрия Подольского Приднестровья. Образцы изучались с помощью традиционных оптических методов, сканирующей электронной микроскопии (СЭМ), электронного рентгеновского микроанализатора MS-46, рентгеновского микроанализатора «Camebax», рентгенографии и классического химического анализа.

В изученных разрезах образцы отбирались преимущественно из кварцевых и полевошпат-кварцевых песчано-алевролитовых пород, в целом претерпевших глубинно-катагенетические преобразования, на которые наложились вторичные изменения, имевшие место при поднятии территории и поверхностном выветривании. Поскольку в докембрийских обломочных породах изученным глобулям и пластинчатым зернам часто присущи разная степень деформации и хлоритизации, рассмотрим наиболее интенсивные проявления этих процессов в изученных разрезах, а также остановимся на смешанослойных корренсит-хлоритах и 7Å-бертьерине, которые в разной степени замещают глауконитовые глобули на разных стадиях литогенеза.

Деформация глобуль приводит к формированию своеобразных фестонов с продольной трещиноватостью, слабым плеохроизмом, волнистым или прямым погасанием и повышенными интерференционными окрасками. В сильно деформированных зернах, по сравнению с глобулями хорошей сохранности на 2-3% понижается содержание MgO, на 1.5-

2% – суммарного железа и на 1% –  $K_2O$ , а количество  $Al_2O_3$  на 2.5-3% возрастает. Это свидетельствует о перекристаллизации минерала в условиях интенсивной деформации (тоттинская свита, средний рифей, Мокуйская параметрическая скважина, Восточная Сибирь) [4].

Хлоритизация отмечается как в глобулях, так и в пластинчатых слюдистых минералах глауконит-иллитового ряда. С увеличением хлоритового компонента в зернах разной морфологии уменьшается содержание окислов  $SiO_2$  и  $K_2O$  и увеличивается –  $FeO$  и  $MgO$ . Наиболее широко этот процесс развит в песчаниках пярярвинской свиты верхнего рифея (полуостров Средний) [6]. Здесь, в процессе глубинно- катагенетических преобразований пластинчатые зерна Al-глауконита (псевдоморфно заместившие в диагенезе биотит) и Al-глауконитовые глобулы в разной степени заместились  $Fe^{2+}$ -Mg-хлоритом. Процесс хлоритизации пластинчатого Al-глауконита происходил трансформационным путем и детально описан в работе [2]. Как видно с помощью СЭМ, в глобулях Al-глауконита образование  $Fe^{2+}$ -Mg-хлорита происходило за счет растворения исходного минерала (Al-глауконита) и роста крупных (до 10-20 мкм) аутигенных кристаллов хлорита. Структурно-кристаллохимические характеристики хлорита близки и в глобулях, и в пластинчатых зернах (политип Ia ( $\beta = 97^\circ$ ), параметр  $b = 9.30\text{\AA}$ ), что свидетельствует об образовании хлорита при сходных физико-химических параметрах среды (температура, pH, Eh, катионно-анионный состав поровых растворов) [6]. В арымасской свите среднего рифея (Оленекское поднятие) аутигенные хлориты, развивающиеся по глобулям, пластинчатым зернам, глинистым слоям и цементной массе, также как и вышеописанные, представлены триоктаэдрическими  $Fe^{2+}$ -Mg разновидностями (политип Ib ( $\beta = 90^\circ$ ),  $b = 9.29\text{--}9.33\text{\AA}$ ) [7]. Согласно геохимической классификации [1], изученные хлориты являются типичными для  $Fe^{2+}$ -Mg-хлоритов терригенных формаций, измененных на стадии глубинного катагенеза.

Замещение глауконитовых зерен смешанослойным корренсит-хлоритом наблюдалось только в песчано-глинистых породах базальной пачки (1,50 м) нижней подсвиты юсмастакской свиты (нижний рифей, Анабарское поднятие). Эти породы, в целом преобразованные на уровне глубинного катагенеза, залегают среди мощной толщи доломитовых отложений. Реальная структура изученных смешанослойных образований представляет собой чередование корренситовых (Cor) и хлоритовых (Ch) слоев с отчетливо выраженной тенденцией к сегрегации (фактор ближнего порядка  $R = 1$ ) и с соотношением слоев Cor:Ch = 0.60:0.40 в хорошо окристаллизованных корренситоподобных образованиях и 0.70:0.30 в их плохо окристаллизованных разностях [3, 8]. Рост (синтез) корренситоподобных микрокристаллов (8-15 мкм), по сравнению с глауконитовыми, происходил в более восстановительных условиях, при достаточно высокой концентрации катионов Mg и  $Fe^{2+}$  в



поровых растворах осадка, вероятно, на восстановительном этапе позднего диагенеза. На этом этапе глауконитовые микрокристаллы по краям и в центральных частях зерен частично растворялись и замещались преимущественно Mg, и Mg-Fe разновидностями смешанослойных корренсит-хлоритов. Образование смешанослойных корренсит-хлоритов происходило в две стадии, на одной из которых формировался собственно корренсит, а на второй происходило последовательное замещение смектитовых межслоев бруситоподобными сетками, что могло быть связано с дальнейшей эвапоритизацией бассейна [3].

Бертьеринизация глауконитовых глобуль и цементной массы наблюдалась в песчаниках ровенского горизонта (Подольское Приднестровье), претерпевших глубинно-катагенетические преобразования. Как видно с помощью СЭМ, процесс осуществлялся синтетическим путем: происходило растворение исходного минерала (глауконита) и аутигенный рост кристаллов нового состава (бертьерина). Образование бертьерина происходило в результате инфильтрационных процессов, связанных с поднятием территории, которые привели к образованию Fe<sup>2+</sup>-содержащих 1:1 слоистых силикатов (триоктаэдрический бертьерин, политип 1Т, параметр  $b = 9.31 \text{ \AA}$ ) и рудных минералов [5].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 13-05-00127, 14-05-00323, 15-05-09095), а также Приоритетной программы № 28 Президиума РАН.

#### Литература:

1. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 465. М.: Наука, 1991. 177 с.
2. Дриц В.А. и др. Псевдоморфное замещение глобулярного глауконита смешанослойным хлорит-бертьерином в зоне экзоконтакта дайки (усть-ильинская свита нижнего рифея, Анабарское поднятие) // Литология и полезн. ископаемые. 2001. № 4. С. 390-407.
3. Дриц В.А. и др. Смешанослойные корренсит-хлориты и механизм их образования в глауконитовых песчано-глинистых породах (рифей, Анабарское поднятие) // Литология и полезн. ископаемые. 2011. № 6. С. 635-665.
4. Ивановская Т.А. и др. Постседиментационные преобразования глауконита рифейских отложений юго-восточной Якутии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 12. С. 108-118.
5. Ивановская Т.А. и др. Бертьерин в катагенетически измененных венд-кембрийских отложениях Подольского Приднестровья // Литология и полезн. ископаемые. 1999. № 2. С. 198-212.
6. Ивановская Т.А. и др. Хлоритизация глобулярных и пластинчатых слоистых силикатов глауконитового ряда в терригенных отложениях верхнего рифея (пряярвинская свита, полуостров Средний) // Литология и полезн. ископаемые. 2003. № 6. С. 584-598.
7. Ивановская Т.А. и др. Слоистые силикаты (глауконит, иллит, хлорит) в терригенных отложениях арымасской свиты (Оленекское поднятие) // Литология и полезн. ископаемые. 2006. № 6. С. 611-634.

## **ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА СОЛЯНЫХ ПОРОД ПРОДУКТИВНОГО ПЛАСТА НИЖНИЙ 2 ТЮБЕГАТАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

**Г.А. Исаева**

*ПГНИУ, Пермь, e-mail: galina-pgu@yandex.ru*

В статье приведены результаты изучения соляных пород продуктивного пласта Нижний 2. Показаны структурно-текстурные особенности сильвинитов, каменной соли и галит-ангидрит-карбонатной породы в исследованных разрезах. Дана характеристика минералов нерастворимых в воде остатков.

Верхнеюрские соленосные отложения, распространенные на территории Средней Азии, охватывают пространства юго-восточной части Туркменистана, юга Узбекистана, юго-запада Таджикистана и северную часть Афганистана. Морские образования представлены породами двух формаций – карбонатной келловей-оксфордского (J<sub>2k</sub>-J<sub>3o</sub>) возраста и галогенной киммеридж-титонского (J<sub>3km</sub>-tt) [1].

Тюбегаанское месторождение является одним из крупнейших в Среднеазиатском бассейне. Калийные породы содержатся в составе трех горизонтов галитовой (соленосной) подсвиты гаурдакской свиты (J<sub>3gd</sub>). Соляные отложения сложены каменной солью и сильвинитом и перекрыты верхнеюрскими, нижнемеловыми и четвертичными терригенными (с редкими пачками известняков) породами.

По результатам наших исследований борздовых проб из трех разрезов, породы продуктивного пласта Нижний 2 Тюбегатанского месторождения отличаются крайне неравномерным строением как по разрезу, так и по простиранию. Сильвинитовый пласт начинается с каменной соли кирпично-красного цвета со значительной примесью глинисто-карбонатного вещества, которое также присутствует в виде неясно выраженных прослоев и в промежутках между породообразующими минералами. В нижней части продуктивной толщи маркирующим горизонтом служит микрозернистая галит-карбонатная порода, которая вверх по разрезу переходит в галит-ангидрит-карбонатную. Основная часть пласта сложена переслаиванием сильвинита и каменной соли.

Структуры соляных пород продуктивного пласта Нижний 2 по генетической классификации [5] относятся к кристаллически-зернистым, которые в отличие от зонально-зернистых структур характеризуются полным отсутствием остатков первично-зонального

строения в зернах соляных минералов. Сильвиниты характеризуются разнозернистыми структурами, размеры зерен сильвина и галита меняются в широких пределах, в основном преобладают кристаллы с размерами от 2-3 до 10-12 мм (Рисунок 1 (а), (г)). Встречаются разновидности структур: петельчатая, порфириовидная, ориентированная и стекловидная. Для каменной соли характерны гигантокристаллические структуры, вплоть до перехода до стекловидной и шпатовой (Рисунок 1, (б)). Галит-ангидритовая и галит-ангидрит-карбонатная породы отличаются микрозернистой структурой (Рисунок 1, (в)).

Кристаллы галита преимущественно идиоморфные, в то время как зерна сильвина имеют неправильные извилистые контуры. Текстуры пород массивные, а также неяснослоистые, пятнистые обусловленные неравномерным распределением красящего пигмента в минералах и примесей, расположенных в составе минеральных зерен и промежутках между ними. Реже встречаются брекчиевидные текстуры. Специфические структуры в породах указывают на процесс очистительной перекристаллизации, когда все механические примеси кристаллизационной силой оттесняются на край зерна.

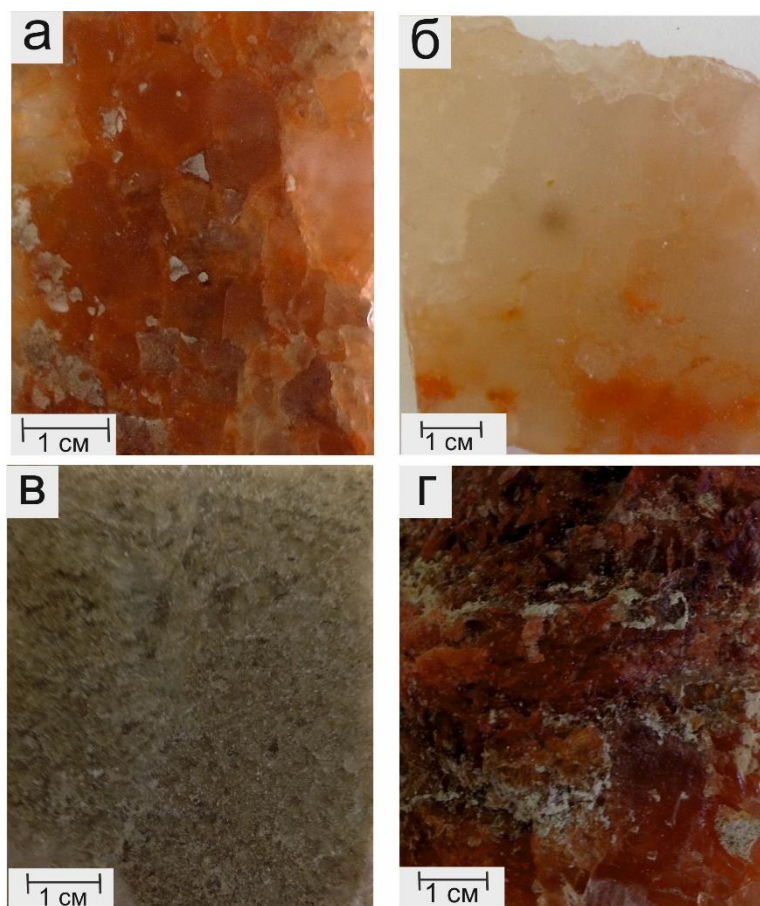


Рисунок 1 - Фотографии сильвинита (а, г), каменной соли (б), галит-ангидрит-карбонатной породы (в)

Содержание нерастворимого остатка соляных пород составляет от 0,6 до 3,6 %, в среднем составляя около 2,0 %. По результатам рентгенофазового анализа нерастворимый

остаток пород пласта Нижний 2 имеет следующий минеральный состав: карбонаты представлены магнезитом (8-54%, ср. – 28%) и доломитом (4-11%, ср. – 7%), сульфаты – ангидритом (1-12%, ср. – 4%) и гипсом (1-4%, ср. – 3%), среди силикатов выделяются глинистые минералы – хлорит (8-19%, ср. – 13%) и иллит (6-20%, ср. – 11%), калиевый полевой шпат (1-7%, ср. – 4%), в некоторых пробах диагностированы плагиоклазы (1-4%, ср. – 2%); отмечается весьма высокое содержание кварца (15-41%, ср. – 29%), гематит присутствует во всех исследованных пробах (1-6%, ср. – 2%).

Ангидрит присутствует в виде примесей практически во всех пробах, образуя микровключения в кристаллах породообразующих минералов и примесь в глинисто-карбонатном веществе. Доломит имеет форму ромбоэдра, либо двойники прорастания и зачастую окрашен в розоватый цвет. Магнезит имеет уплощенную форму. Преобладают идиоморфные кристаллы кварца. Красящим пигментом пород являются оксиды железа. Нередко для кристаллов кварца и карбонатных минералов наблюдается гематитовая пленка.

Образование идиоморфного кварца в соляных породах связано, по мнению Я.Я. Яржемского и Н.В. Мелковой, с разложением алюмосиликатного материала в результате преимущественно гипергенных процессов [4]. А.И. Поликарпов и соавторы определяют главным фактором формирования минералов кремнезема различную степень пересыщения растворов кремнеземом при смешении с рассолами или при растворении солей [3]. В обоих случаях отмечается появление минералов кремнезема на границе хлоридных солей и галопелитов, содержащих карбонатные и сульфатные минералы. Источником кремнезема для образования идиоморфного кварца соляных пород Тюбегатанского месторождения, вероятнее всего, служили слоистые алюмосиликаты. Для глинистых минералов соляных пород характерна ассоциация Mg-хлорита и Fe-иллита [2], следовательно, их разложение привело бы к выделению железа и магния. В исследованных породах пласта Нижний 2 отмечается присутствие магнезита вместе с кварцем. Однако гематит не характерен для галит-ангидрит-карбонатной породы, насыщенной кварцем и магнезитом. По этой причине, а также ввиду сложного тектонического строения Тюбегатанского месторождения, нами не исключается роль гидротермальных растворов в преобразовании силикатного материала соляных пород.

#### Литература:

1. *Высоцкий Э.А., Гарецкий Р.Г., Кислик В.З.* Калиеносные бассейны мира. – Мн.: Наука и техника, 1988. – 387 с.
2. *Дриц В.А., Коссовская А.Г.* Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 1991. 176 с.

3. Полицарпов А.И., Киселева О.В., Мелкова Н.В. Минералы кремнезема в породах морских галогенных формаций // Минералогический журнал. 1986. Т. 8. № 1. С. 66-75.

4. Яржемский Я.Я., Мелкова Н.В. О генезисе идиоморфного кварца в галогенных породах // Литология и полезные ископаемые. 1976 №6. С. 163-166.

5. Яржемский Я.Я., Протопопов А.Л., Лобанова В.В. и др. Атлас структур и текстур галогенных пород СССР. Л.: «Недра», 1974. 231 с.

## ИСТОРИЯ ПОТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД БАШКИРСКОГО ЯРУСА ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

А.Н.Кольчугин<sup>1</sup>, А.Имменхаузер<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Казанский федеральный университет, e-mail: Anton.Kolchugin@kpfu.ru;

<sup>2</sup>Рурский университет, Бохум, Германия, e-mail: adrian.immenhauser@rub.de

Методами катодолюминесцентной микроскопии и изотопной геохимии были изучены нефтеносные карбонатные отложения среднего карбона Волго-Уральского региона. Была установлена связь между последовательностью образования карбонатных минералов и основными постседиментационными событиями в истории развития Волго-Уральского осадочно-порodного бассейна. Подробное изучение зоны водонефтяных контактов продуктивных залежей башкирского яруса показало, что кальциты, выделенные по данным CL исследований, надежно различаются и по данным изучения стабильных изотопов углерода и кислорода. Наибольшие различия имеют кальциты образованные в обстановках классического литогенеза погружения осадочных толщ и кальциты, образованные в условиях наложенного литогенеза при участии мигрирующих через толщи пород углеводородных флюидов, а также в условиях стабилизации зоны водонефтяного контакта.

Известно достаточно много работ [1, 2, 3, 4], где показано, что кальцит является надежным индикатором, характеризующим меняющиеся во времени условия постседиментационных преобразований карбонатных толщ. Особое внимание заслуживают работы, посвященные изучению резервуаров нефти в карбонатных породах, где помимо истории погружения пород появляются события связанные с миграцией и накоплением нефти, в том числе минеральные и структурные преобразования в зонах водонефтяных контактов [5, 6].

Основной целью исследований было восстановление истории постседиментационных событий преобразования карбонатных пород-коллекторов нефти башкирского яруса Волго-Уральского региона. До настоящего времени исследования этих пород методом катодолюминесцентной микроскопии (CL) в совокупности с детальной геохимией стабильных изотопов углерода и кислорода по нашим данным не проводилось. В связи с этим, полученные данные являются довольно важными, так как с применением вышеназванных методов удалось довольно надежно расширить представления об истории изменений пород с момента раннего диагенеза осадка до этапа их преобразования во время и после нефтенакопления.

Объектом исследования были карбонатные породы-коллекторы нефти башкирского яруса, одного из месторождений нефти, административно расположенного в Нурлатском районе Республики Татарстан, Российской Федерации. В тектоническом отношении район исследований расположен в восточной части Восточно-Европейской платформы, на восточном борту Мелекесской впадины.

В строении разреза башкирского яруса главное участие принимают биокластовые известняки (биокластовые грейстоуны и водорослево-фораминиферовые пакстоуны), в меньшей степени пелитоморфные известняки с разной долей органических остатков (мадстоуны и вакстоуны) и эпизодически встречающиеся коралловые известняки (коралловые фреймстоуны). Как уже отмечалось, ассоциация выделенных типов известняков по разрезу характеризует первичные обстановки осадконакопления как мелководно шельфовые открытых карбонатных платформ обширного эпиконтинентального бассейна [7]. Известняки, слагающие разрез, в разной степени нефтенасыщенные. Нефтенасыщенность убывает вниз по разрезу, от кровли резервуара к зоне водонефтяного контакта. Наиболее полно была исследована зона водонефтяного контакта, так как породы из этой зоны несут признаки изменений, вызванные постседиментационными событиями до миграции через породы нефти, во время миграции нефти и после, в условиях стабилизации зоны водонефтяного контакта.

*СL исследования.* Согласно данным изучения пород в шлифах и данным катодолюминесцентной микроскопии была установлена постседиментационная последовательность формирования различных генетических типов кальцитов. Так в последовательности образования и преобразования кальцитов можно выделить, по меньшей мере, два важных этапа: 1) до миграции углеводородов 2) во время и после миграции углеводородов. Первый этап характеризует обстановки классического литогенеза и изменений пород в условиях погружения толщ, уплотнения пород и отжатия поровых растворов, смены физико-химических параметров среды перекристаллизации и цементации. Выделенные кальциты надежно отличаются по характеру люминесцентной окраски и обнаруживаются во всех исследованных образцах. Следующим этапом образования различных генетических типов кальцитов следует считать этап, сопряженный с активной миграцией углеводородсодержащих флюидов, накоплением нефти и стабилизации зон водонефтяных контактов. Выделенные кальциты надежно отличаются по характеру люминесцентной окраски, что в свою очередь показывает некоторые вариации физико-химических параметров среды на данном этапе.

*Геохимические исследования* заключались в исследовании стабильных изотопов углерода и кислорода как наименее измененных участков пород, так и различных типов цемента. Так наиболее детально исследовалась зона водонефтяного контакта. Данные

геохимических исследований стабильных изотопов кислорода и углерода из наименее измененных участков пород в пределах зоны водонефтяного контакта показали не слишком большой разброс значений по  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ . Помимо геохимических исследований по разрезу выполнялись специальные геохимические анализы кальцитов выделенных по данным СЛ исследований. Так наиболее достоверные данные можно было получить лишь при исследовании кальцитов образованных на этапе миграции и аккумуляции нефти, в том числе этапе стабилизации зон водонефтяных контактов, так как эти кальциты образуют довольно крупные минеральные агрегаты и могут быть надежно выделены из породы.

Впервые использование данных СЛ исследований совместно с данными изотопной геохимии позволило установить многообразие карбонатных минералов в истории существования бассейна породообразования, что, несомненно, является важным в реконструкции ключевых постседиментационных событий, включая этапы формирования и разрушения резервуаров нефти.

#### Литература:

1. *Selwood B.W., Shepherd T.J., Evans M.R., James B.* Origin of late cements in oolitic reservoir facies: a fluid inclusion and isotopic study (Mid-Jurassic, southern England) // *Sedimentary Geology*. 1989. Vol. 61. P. 223-237.
2. *Granier B., Staffelbach C.* Quick look cathodoluminescence analyses and their impact on the interpretation of carbonate reservoirs. Case study of mid-Jurassic oolitic reservoirs in the Paris Basin // *Carnets de Geologie. Notebooks on Geology*. 2009. Vol. 06. P. 1-14.
3. *Lamberta L., Durlleta C., Loreaua J, Marnierb G.* Burial dissolution of micrite in Middle East carbonate reservoirs (Jurassic–Cretaceous): keys for recognition and timing // *Marine and Petroleum Geology*. 2006. Vol. 23. P. 79–92.
4. *Carpentier C., Brigaud B., Blaise T., Vincent B., Durlet C., Boulvais P., Pagel M., Hibsich C., Yven B., Lach P., Cathelineau M., Boiron M., Landrein P., Buschaertf S.* Impact of basin burial and exhumation on Jurassic carbonates diagenesis on both sides of a thick clay barrier (Paris Basin, NE France) // *Marine and Petroleum Geology*. 2014. Vol. 53. P. 44-70.
5. *Sattler U., Zampetti V., Schlager W., Immenhauser A.* Late leaching under deep burial conditions: a case study from the Miocene Zhujiang Carbonate Reservoir, South China Sea // *Marine and Petroleum Geology*. 2004. Vol. 21. P. 977-992.
6. *Heasley E.C., Worden R.H., Hendry J.P.* Cement distribution in a carbonate reservoir: recognition of a palaeo oil-water contact and its relationship to reservoir quality in the Humbly Grove field, onshore, UK // *Marine and Petroleum Geology*. 2000. Vol. 17. P. 639-654.
7. *Immenhauser A., Hilgärtner H., Sattler U., Bertotti G., Schoepfer P., Homewood P., Vahrenkamp V., Steuber T., Masse J., Droste H., Koppen J.T., Kooij B., Bentum E., Verwer K., Strating E.H., Swinkless W., Peters J., Immenhauser-Potthast I., Maskery A.* Barremian-lower Aptian Qishn formation Haushi-Huqf area, Oman: a new outcrop analogue for Kharaib/Shu'aiba resevoirs // *GeoArabia*. 2004. No 1. P. 153-194.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛЬНОМ СОСТАВЕ МЕЛОВЫХ И ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ЮЖНОМ СКЛОНЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

А.И.Конюхов, О.А.Емельяненко, В.Л.Косоруков

*Геологический факультет, МГУ, Москва, e-mail: konyuhov@geol.msu.ru*

Исследование образцов пород мела и палеоцена, обнажающихся в прибрежной полосе на южном склоне Большого Кавказа в районе Геленджика, Туапсе и Сочи, показало, что на разных уровнях разреза они содержат редко встречающиеся минералы – гейландит, клиноптилолит, упорядоченный смешаннослойный хлорит-сметит, кристобалит и другие. Гейландит, который обычно развивается по вулканическому туфу, а также туфолавам и другим эффузивно-осадочным образованиям, присутствует в песчаниках и алевролитах апт-альба, кампана и палеоцена. Из этого следует, что на протяжении длительного интервала времени район исследований находился в зоне активной вулканической и/или гидротермальной деятельности.

На южном склоне Западного Кавказа осадки раннемелового возраста представлены главным образом терригенным флишем, которым заполнен прогиб, располагавшийся в пределах древнего подводного склона. В течение апта и альба здесь сформировалась мощная толща глинистых отложений, включающих горизонты песчаников, которые вверх по разрезу сменяются алевролитами. И те и другие имеют граувакковый состав и содержат большое количество слюд и обломков осадочных пород, которые размывались в пределах «Кавказской суши» [1]. Согласно данным дифрактометрического анализа в составе глинистой фракции одного из образцов преобладает сметит, в ассоциации с которым находится редкий смешаннослойный минерал – упорядоченный хлорит-сметит с корренситоподобной структурой (Рисунок 1). Этот минерал часто встречается в отложениях пересыхающих озер, где присутствует вместе с калькретами – стяжениями кальцита, которые образуются в осадке после испарения воды. Содержание сметита, кальцита и кварца в исследованной породе составляет 21, 42 и 24% соответственно.

В основании разреза верхнемеловых отложений, обнажающихся в береговых уступах и карьерах, залегает породы сеномана (мощность 200 м), представленные чередованием глин, песчаников, туффитов и туфов. Минеральный состав этих образований характеризуется обилием пироксенов и амфиболов. В легкой фракции песчаников много обломков эффузивных пород, присутствие которых свидетельствует как о магматической деятельности в пределах южного склона, так и о существовании островной суши, откуда поступал терригенный материал [1]. В более северных районах описываемые породы замещаются мергелями и известняками, выделяемыми в составе свиты Кохотх.

Выше выделяется пачка пестроцветных пород – известняков, мергелей, алевролитов и глин с несколькими мощными пластами песчаников. В северо-восточном направлении



песчаники замещаются брекчиями. В составе этой пестроцветной пачки, особый интерес представляют силициты и горючие сланцы, которые перекрыты алевролитами и мергелями. Согласно фаунистическим остаткам описываемые отложения имеют раннетуронский возраст. В полимиктовых по составу алевролитах много чешуек слюд, встречаются обломки вулканического стекла. В южном направлении возрастает роль карбонатного материала.

Среди отложений сантонского яруса, обнажающихся в междуречье рек Пшада и Шахе, преобладают плитчатые окремненные известняки, содержащие тонкие прослои мергелей и алевролитов. Кампан, мощность которого варьирует от 120 до 150 м, в районе побережья представлен карбонатным флишем с характерным для него ритмичным переслаиванием мергелей, известняков, алевролитов с редкими пластами песчаников и конгломератов. В других разрезах преобладают зеленоватые известковые глины, включающие прослои плотных известняков и песчаников с карбонатным цементом. Эти отложения, описываемая Б.М.Келлером как толща «светлого флиша», перекрыты в Туапсинском районе пачкой окремненных мергелей, изобилующих спикулами губок. В разрезах кампана нередко присутствуют пласты брекчий и конгломератов. По данным дифрактометрического анализа в разнозернистых слабо сортированных песчаниках кампана постоянно фиксируется примесь гейландита (1-2%). Меловой разрез венчается пачкой зеленоватых мергелей с редкими прослоями песчаников мощностью около 130 м. Возраст отложений определен по фауне как маастрихтский [2]. В конце мелового периода в районе южного склона Западного Кавказа располагался архипелаг островов, известный как «Кавказская суша» [1].

Разрез палеоцена в Туапсинской зоне начинается отложениями анапской свиты – толщей темно-серых глин, мергелей и алевролитов, пачки которых разделены маломощными прослоями песчаников. Выше по разрезу залегают породы свиты Цице, впервые выделенные Н.Б.Вассоевичем в Хадыженском районе Западного Кавказа, где они представлены оливковыми мергелями с прослоями известковистых песчаников и песчаных глин. В составе одного из изученных нами образцов известковых песчаных аргиллитов (глинистых песчаников) были идентифицированы следующие минералы: кварц – 39%, кальцит – 13%, смектит – 13%, плагиоклаз – 8%, гейландит – 7%, иллит – 7%, смешаннослойные иллит-смектиты – 6%, сидерит и пирит – 4 и 3% соответственно. В другом образце из того же разреза содержание гейландита достигало 8% (Рисунок 2).

Результаты проведенных исследований свидетельствуют как о большом разнообразии седиментационных обстановок, существовавших на протяжении мелового и палеоценового времени на южном склоне Большого Кавказа, так и разных источниках сноса материала, поступавшего в бассейн осадконакопления.

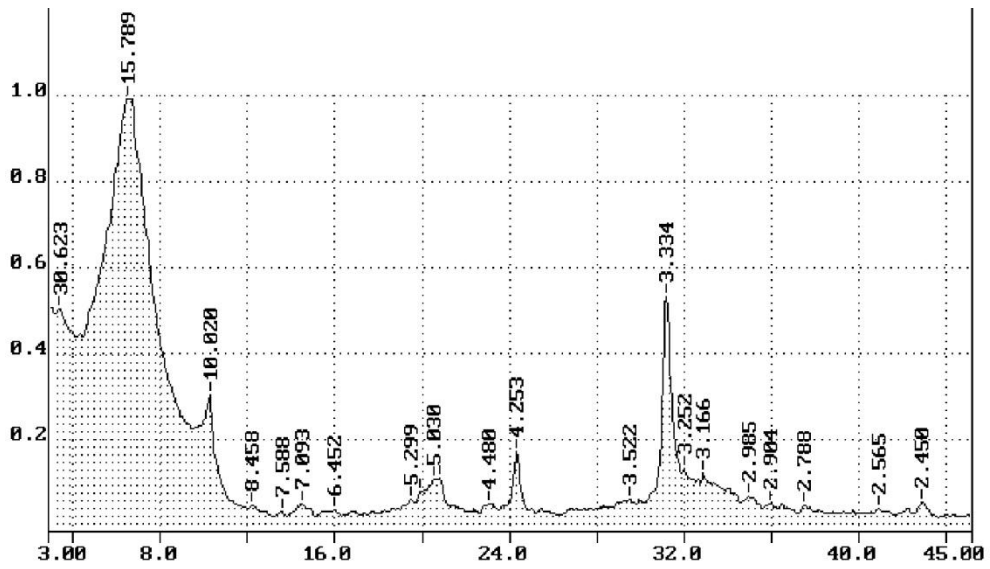


Рисунок 1 - Дифрактограмма глинистой фракции песчаника из разреза апт-альбских отложений

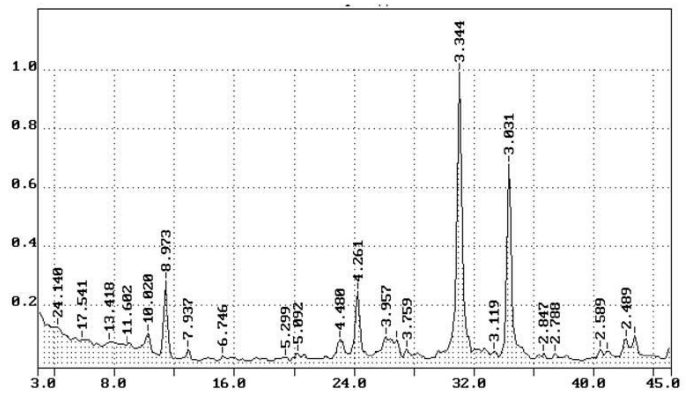
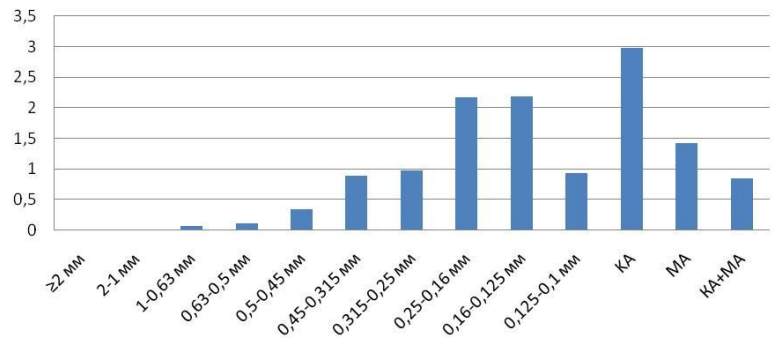
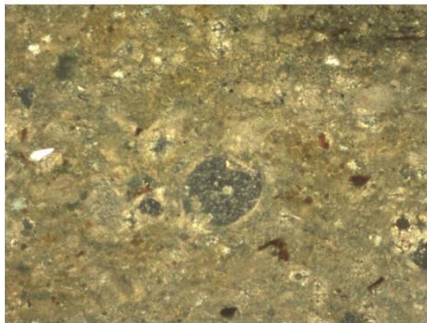


Рисунок 2 - Минеральный и гранулометрический состав палеоценовых песчаников

Литература:

1. Гроссгейм В.А. История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Северного Кавказа и Предкавказья. Тр. ВНИГРИ. Вып. 180. Л. 1961
2. Келлер Б.М. Стратиграфия верхнемеловых отложений Западного Кавказа // Известия АН СССР. 1936. С. 619-653.

**ОСОБЕННОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО МИНЕРАГЕНЕЗА  
ВЕРХНЕЮРСКИХ ПРОДУКТИВНЫХ ТОЛЩ ТЕВЛИНСКО-РУССКИНСКОГО  
МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)**

**А.Д. Коробов<sup>1</sup>, Л.А. Коробова<sup>1</sup>, В.П. Морозов<sup>2</sup>, Е.Ф. Ахлестина<sup>1</sup>, М.Д. Федорова<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> СГУ, Саратов, e-mail: Korobad@yandex.ru

<sup>2</sup> КГУ, Казань, e-mail: Vladimir.Morozov@ksu.ru

<sup>3</sup> ООО «НПК «Геонпроект», Саратов, e-mail: Lyudmila.yachmeneva@geoproject.org

В данной работе на основе детальных литологических исследований вскрыты причины слабо проявленного гидротермального преобразования верхнеюрских отложений Тевлинско-Русскинского месторождения, которые существенно не повлияли на изменение их фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС), но позволили отследить магистральный путь миграции нефтеносного флюида.

В результате исследований эпигенетических процессов в верхнеюрских отложениях васюганской свиты на Тевлинско-Русскинском месторождении (Западная Сибирь) установлено следующее.

Крайнюю невыдержанность вторичного минерагенеза в пласте ЮС<sub>1</sub> необходимо рассматривать как порождение сложно построенной трещиноватости терригенных пород, возникающей в моменты тектоно-гидротермальной активизации. В условиях исследуемого месторождения трещины и сопряженное межзерновое пространство залечивались минералами, выпадающими из циркулировавших и закономерно менявших свои физико-химические характеристики горячих растворов. Последние переживали последовательно сменявшие друг друга щелочную, нейтральную, слабо кислую и кислую стадии.

Щелочная стадия была вызвана раскрытием трещин, разгерметизацией отдельных участков пластовой системы с дегазацией СО<sub>2</sub> и, как следствие, - перепадом давления. В щелочную стадию происходило растворение обломочного кварца и обогащение гидротерм подвижным кремнезёмом. С другой стороны, в такой обстановке наблюдалось карбонатонакопление. Во время пассивного и медленного смыкания трещин имела место вялая аккумуляция СО<sub>2</sub> и органических кислот за счет метаморфизма органического вещества

и окисления нефти. Последнее обстоятельство вызывало появление в гидротермах сульфат-иона и отложение ангидрита, редко полугидрата кальция и гипса.

На месторождении наблюдался очень постепенный переход от щелочных условий через нейтральные к слабо кислым. В нейтральных-слабокислых обстановках карбонатный материал начинал растворяться, а кремнезем – напротив осаждаться в форме кварца. Медленная кристаллизация  $\text{SiO}_2$  из разбавленных растворов приводила к возникновению фрагментов идиоморфного аутигенного кварца.

При дальнейшем развитии процесса в зонах вялого сжатия продолжали накапливаться  $\text{CO}_2$  и органические кислоты. Это приводило к появлению кислых растворов, которые вызывали разрушение ранних карбонатов и неустойчивых минералов терригенного комплекса, в одних случаях, и формирование структурно совершенного идиоморфного гидротермально-метасоматического (гидротермального) каолинита, - в других. При этом не создавались условия для появления диккита – индикатора сильного бокового давления.

На месторождении отмечается линейное субмеридиональное (с отклонениями на северо-восток и запад) направление развития вторичного доломита (магнезиального кальцита). Локализация зоны вторичной доломитизации пространственно связана с системой разрывных нарушений, закартированных по данным анализа сейсморазведки 3D. Линейное направление развития вторичной доломитизации в пределах Тевлинско-Русскинского месторождения пересекает установленные Л.М.Дорогиницкой и соавторами [1] тектонически контрастные плотно примыкающие и гидродинамически связанные друг с другом зоны: пассивного сжатия → активного тектонического растяжения → пассивного сжатия и т.д. На основании этого по аналогии с Талинским месторождением нефти (Красноленинский свод) на Тевлинско-Русскинском нефтяном месторождении нами обосновано существование природного тектонического насоса. Последний за счет разнонаправленных тангенциальных движений в периоды структурных перестроек производил перекачивание основной массы флюида (в том числе продуктивного) по наиболее проницаемым направлениям, отмеченным развитием вторичной доломитизации.

Субмеридиональное направление линии вторичной доломитизации, секущей закономерно чередующиеся зоны сжатия и растяжения, по всей вероятности, определило вытянутую с севера на юг «личинкообразную» конфигурацию самого Тевлинско-Русскинского месторождения. Отсутствие значимого влияния гидротермально-метасоматических процессов на ФЕС коллекторов васюганской свиты объясняется особым положением месторождения в пределах Широкого Приобья. Оно находится на периферии Среднеширотного-Приобского ртутного пояса Западной Сибири (Рисунок 1). Установлено [2], что максимумы содержания ртути в юрских отложениях этого пояса приурочены к

гидротермалитам с наибольшей концентрацией аутигенного диккита (стресс-минерала). Он фиксирует геодинамически напряженные районы, где господствовал пульсирующий режим бокового давления при тектоно-гидротермальной активизации. Ртуть – показатель «мантийного дыхания Земли» - также представляет собой наиболее чуткий геотермодинамический, а, следовательно, и геодинамический индикатор [2]. Это еще раз подтверждает, что Тевлинско-Русскинское месторождение в период тектонической перестройки находилось в зоне относительного тектонического покоя, где наблюдалась пространственная совмещенность и относительно слабая проявленность карбонатизации и каолинизации. Такая специфика преобразования пород не привела к заметному изменению их ФЕС. Следовательно, на территории рифтогенных осадочных бассейнов, находящихся в относительно спокойной тектонической обстановке, где отсутствуют скопления глубинного CO<sub>2</sub>, ФЕС коллекторов определялись, главным образом, седиментационно-диагенетическими условиями их формирования.

Работа выполнена при финансовой поддержке со стороны Минобрнауки России в рамках базовой части темы «Геология» (код проекта 1582, № гос. регистрации 1140304447).

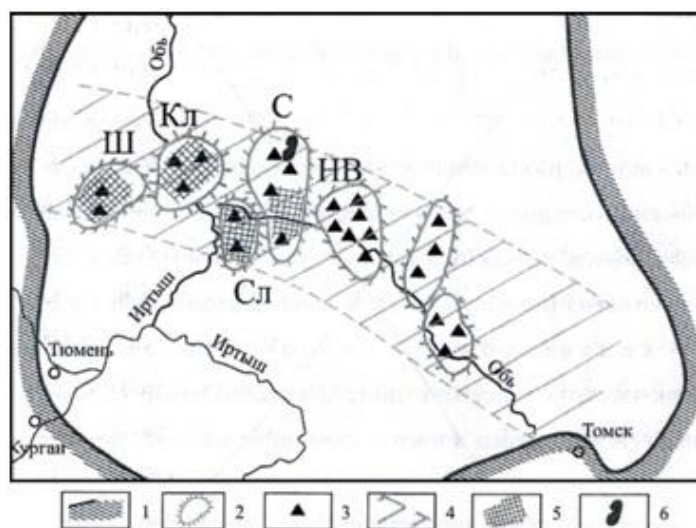


Рисунок 1 - Среднеширотно-Приобский пояс Западной Сибири [2] и расположение в нем Тевлинско-Русскинского месторождения.

1 – граница Западно-Сибирской плиты; 2 – мегасводы и мегавалы (Ш-Шаимский, КЛ-Красноленинский, Сл-Салымский, С-Сургутский, НВ-Нижневартовский); 3 – площади, в керне скважин которых установлены anomalously повышенные содержания ртути; 4 – региональная зона ртутной зараженности юрских отложений и подземных флюидов (Среднеширотно-Приобский ртутный пояс); 5 – районы наиболее интенсивной ртутной зараженности юрских отложений; 6 – Тевлинско-Русскинское месторождение

#### Литература:

1. Дорогиницкая Л.М., Исаев Г.Д., Скачек К.Г. и др. К методике исследования анизотропии продуктивных пластов месторождений нефти и газа // Вестник недропользователя Ханты-Мансийского автономного округа. 2009. №20. С. 19-24.

2. Лукин А.Е., Гарипов О.М. О Среднеширотно-Приобском ртутном поясе Западной Сибири // Докл. РАН. 1992. Т. 325. №6. С. 1198-1201.

## **МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ ОСИНСКОГО ГОРИЗОНТА СВОДОВОЙ ЧАСТИ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ**

**А.С.Кузнецов**

*РГУ нефти и газа им. И.М.Губкина, Москва,*

*e-mail: andrey.kuznetsov.91@mail.ru*

В работе была дана минералогическая характеристика отложений осинского горизонта. Был выделен основной породообразующий минерал для отложений осинского горизонта. В процессе исследования было установлено, с чем связано присутствие в некоторых отложениях железистых доломитов (анкеритов), твердых битумных компонентов и аутигенного графита. Проанализирована связь повышенных значений радиоактивности в верхней части разреза. Определено содержание глинистых минералов в отложениях осинского горизонта.

Нижекембрийские карбонатные и галогенно-карбонатные отложения являются одним из наиболее перспективных объектов на нефть и газ в южной части Сибирской платформы. Их нефтегазоносность доказана открытием таких месторождений как Верхнечонское, Талаканское, Среднеботуобинское, Даниловское [1]. В свою очередь, карбонатные отложения осинского горизонта являются одними из важнейших объектов для поисков нефти и газа на юге Сибирской платформы в целом, и в частности, в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы. В связи с этим проблема комплексного изучения структуры и минералогического состава данных отложений приобретает в настоящее время всё большую актуальность.

При изучении минералогии пород использовались оптические методы, методы растрово-электронной микроскопии и дифрактометрии. С помощью оптических методов не всегда удаётся установить минералогический состав пород, т.к. кристаллы отдельных минералов часто присутствуют в породе в малом количестве и размер этих кристаллов и частиц также крайне мал.

Для проведения дифрактометрического анализа были отобраны образцы из скважин Северо-Могдинская 1 (20 образцов) и Северо-Могдинская 2 (12 образцов) из интервалов, приуроченных к осинскому горизонту. Основной целью дифрактометрического анализа является уточнение минералогического состава пород осинского горизонта Непско-Ботуобинской антеклизы.

По результатам исследования минералогии отложений осинского горизонта были сделаны следующие выводы:

- минерал «доломит» является основным породообразующим минералом для отложений осинского горизонта;
- присутствие в некоторых отложениях железистых доломитов (или анкеритов) связано с компенсационным изоморфизмом  $Mg \leftrightarrow Fe$  [2];
- породы содержат значительное количество твердых битумных компонентов, являющихся результатом преобразования древних УВ в результате прогрева осадочных отложений, связанного с трапповым магматизмом;
- отложения осинского горизонта содержат аутигенный графит [3], который свидетельствует о прогреве данных отложений трапповыми интрузиями;
- содержание глинистых минералов в отложениях осинского горизонта крайне невелико и не превышает сотых долей процента;
- повышенные значения естественной радиоактивности в верхней части разреза осинского горизонта связаны со значительными концентрациями урана в битуминозных компонентах органогенных пород [4].

#### Литература:

1. Дмитриевский А.Н., Кузнецов В.Г., Илюхин Л.Н., Постникова О.В и др.. Строение и условия формирования осинского горизонта юга Сибирской платформы в связи с его нефтегазоносностью//Прогноз нефтегазоносности Восточной Сибири. М.:Изд-во МИНХ иГП.-1990. -Вып. 222.- С.23-28.
2. Ескин А.А. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук «Морфолого-генетические типы структур пустотного пространства карбонатных пород и факторы их формирования (на примере восточного борта Мелекесской впадины и западного склона Южно-Татарского свода, Казань-2014.
3. Коновальцева Е.С. Вторичные процессы в породах-коллекторах продуктивных отложений Ярактинского месторождения // Нефтегазовая геология. Теория и практика. - 2010. - Т.5. - №1. - [http://www.ngtp.ru/rub/2/18\\_2010.pdf](http://www.ngtp.ru/rub/2/18_2010.pdf)
4. Неручев С.Г. Эпохи радиоактивности на поверхности Земли и их влияние на развитие органического мира. Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2007. УДК [546.79+550.35]: 57.071.74.

**ДЕФОРМАЦИОННЫЕ МИКРОТЕКСТУРЫ В ПОРОДАХ НИЖНЕ-  
СРЕДНЕЮРСКОГО ТЕРРИГЕННОГО КОМПЛЕКСА ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА  
(ДОЛИНА Р.ЧАНТЫ-АРГУН)**

**И.В. Латышева**

*ГИН РАН, Москва, e-mail: irkalatysheva@gmail.com*

В работе рассмотрены особенности деформационных микротекстур в ниже-среднеюрских терригенных породах Восточного Кавказа вдоль долины р. Чанты-Аргун. Микротекстуры изучались в шлифах, по степени развития кливажа в породах определена примерная величина деформации. Степень деформированности пород закономерно изменяется вдоль рассмотренного профиля с севера на юг. Проведено сравнение степени развития микротекстур с развитием других постседиментационных преобразований пород.

Данная работа является продолжением работ по комплексному исследованию ниже-среднеюрского терригенного комплекса Большого Кавказа. Ранее были исследованы образцы ниже-среднеюрских пород, отобранные Ю.О. Гавриловым в долинах рек Белой, Терека, Аварского Койсу [1, 2, 4].

Особенности деформационных текстур изучались в шлифах. Исследовались все отобранные разности отложений – песчаники, алевролиты, глинистые породы. По степени развития в породах микротекстуры межзернового кливажа определена примерная величина деформации укорочения.

По характеру развития в породах деформационных текстур на геологическом профиле вдоль р. Чанты-Аргун можно выделить несколько зон.

Самая северная зона характеризуется отсутствием в породах деформационных текстур.

Следующая к югу зона протягивается примерно от правого притока р. Чанты-Аргун - р. Хочаройахк на севере и до Пуйского разлома на юге. В этой части профиля почти во всех образцах наблюдаются кливажные зоны. Кливаж зональный, часто распространен послойно в более глинистых породах. Песчаные прослои слабо деформированные, в глинистых прослоях кливаж обычно развит лучше, деформация укорочения достигает 10 %, в некоторых прослоях – до 20 %. Иногда в породах наблюдаются начальные стадии образования кливажных муллионов, фрагментов более прочных алевролитовых прослоев в форме длинных брусвидных образований, разделенных кливажными зонами [3].

Повсеместно наблюдается изгибание кливажных зон и пучки кливажа на границах слоев разного гранулометрического состава, что свидетельствует о доскладчатом происхождении кливажа, на стадии продольного укорочения слоев [6].

Следующая в южном направлении зона располагается между двумя крупными разломами – Пуйским и Нелхским. Во всех образцах пород этой зоны наблюдаются



деформационные текстуры, в отличие от пород, слагающих зону 2. По характеру складчатых и разрывных деформаций эта зона является переходной между двумя соседними зонами. Породы, слагающие ее, показывают средние значения деформации, и их можно считать переходными от недеформированных пород к сильно деформированным. Величина деформации укорочения в глинистых породах составляет 15 %, в алевропесчаниках не превышает 5 %.

Самая южная часть профиля – зона южнее Нелхского разлома до р. Гуруцкали. Породы этой зоны претерпели наиболее сильные деформации в пределах изучаемого профиля. Здесь наблюдается самое большое разнообразие деформационных микротекстур.

В глинистых прослоях можно видеть хорошо развитый кливаж и высокие значения величины деформации укорочения. Направление кливажа в алевритовых и глинистых прослоях часто не совпадает – имеет место преломление кливажа на границе слоев, и, следовательно, здесь образование кливажа также доскладчатое [1]. В породах наблюдаются совершенные протяженные кливажные зоны, величина деформации укорочения в глинистых породах составляет более 20 %. На границах разных слоев часто наблюдаются зоны сгущения кливажных плоскостей – пучки кливажа.

В породах этой зоны наблюдаются кливажные муллионы, образовавшиеся в результате неравномерного развития кливажа при сжатии вдоль слоистости. В глинистых породах развивается более частый проникающий кливаж, а в более вязких алевритовых прослоях – редкий и грубый. При дальнейшем развитии деформации отдельные фрагменты слоев все сильнее смещаются вдоль кливажных швов [3]. Присутствие кливажных муллионов может свидетельствовать о более сильной и длительной деформации этих пород, по сравнению с породами из более северных частей профиля.

В образцах пород из этой части профиля иногда наблюдается кливаж плейчатости – кливажные зоны разделяют микролитоны, внутри которых наблюдается более ранняя текстура межзернового кливажа. Во время изгиба слоев в складки по образовавшимся ранее кливажным зонам формируются новые кливажные зоны другого простирания [5]. Ранее такая текстура наблюдалась при изучении терригенных пород, слагающих долину р. Терек. Появление в породах кливажа плейчатости, наложенного на межзерновой кливаж, связывается с неоднократным воздействием сильных стрессовых напряжений на толщу пород [1].

В образцах пород южной части профиля наблюдается самое большое количество борозд нарастания и минеральных жил различного строения и состава, что может свидетельствовать о сильной изменчивости условий деформации внутри объема пород, даже в пределах одной описываемой зоны. Большое разнообразие микротекстур, наблюдаемое в образцах из южной части профиля, свидетельствует о происходивших неоднократно сильных деформациях.

В целом, изученные образцы показывают неоднородность деформации пород в разных частях профиля. В направлении с севера на юг, к осевой части Большого Кавказа, величина деформации возрастает, наблюдается большое разнообразие деформационных текстур. Образование кливажа началось в условиях сжатия, на начальной стадии продольного укорочения, до складчатости. Деформации происходили в несколько этапов, изменения характера деформации происходили по мере ее развития, в разной степени затрагивая разные части профиля. Самым сильным и длительным изменениям подверглись породы южной части профиля.

Установленные для деформационных текстур закономерности согласуются с другими характеристиками пород – с севера на юг усиливаются все постседиментационные преобразования пород. Происходит изменение минеральных ассоциаций, «омоложение» радиогенного возраста, что связывается с действием на толщу пород многократных импульсов сжимающих напряжений.

#### Литература:

1. Гаврилов Ю.О., Галкин В.А., Панов Д.И., Талицкий В.Г. Литолого-минералогические и структурно-геологические характеристики ниже-и среднеюрского комплекса Большого Кавказа (район р. Терек) // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 1. С. 58-77.

2. Гаврилов Ю.О., Кущева Ю.В., Латышева И.В., Герцев Д.О. К-Аг система, литолого-минералогические и структурно-геологические характеристики юрского терригенного комплекса Северо-Восточного Кавказа // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 6. С. 543–561.

3. Кирмасов А.Б. Основы структурного анализа. М. Научный мир. 2011.

4. Кущева Ю.В., Латышева И.В., Головин Д.И., Гаврилов Ю.О. Текстурно-структурные, минералогические и изотопно-возрастные характеристики юрских терригенных отложений Северо-Западного Кавказа (разрез по р. Белой) // Литология и полезные ископаемые. 2007. № 3. С. 286–297.

5. Талицкий В.Г. Кливаж плейчатости в метаморфических породах Макбальского мегантиклинория (Северный Тянь-Шань) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1983. №5. С. 34-39.

6. Талицкий В.Г. О соотношении кливажа со складками (генетический аспект) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1989. № 4. С. 3-14.

**ВЕЩЕСТВЕННО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ  
ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В  
НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩАХ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО  
МЕГАБАССЕЙНА**

**Г.Н. Леоненко <sup>1</sup>, Е.В. Леоненко <sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*РГГРУ, Москва*

<sup>2</sup>*МГУ, Москва, e-mail: egorleo85@gmail.com*

В работе рассмотрены вещественно-энергетические факторы постседиментационных геодинамических процессов в терригенных толщах западной Сибири в целях повышения эффективности поисков и разведки нефти и газа.

Важные задачи литологии связаны с исследованием разнообразия вещественного состава, процессов и энергии преобразований флюидосодержащих толщ осадочных бассейнов (ОБ) с целью выявления закономерностей размещения в них полезных ископаемых. Объектами изучения в данной работе являются терригенные песчано-алеврито-глинистые и сопутствующие им высокоуглеродистые кремнисто-карбонатно-глинистые ассоциации, содержащие сапропелевое и гумусовое рассеянное органическое вещество (РОВ) и вмещающее скопления флюидов (нефти, газа и воды). Изучению нефтегазоносных толщ посвящена обширная литература. В работе основной упор сделан на влияние погружения, прогрева пород на изменения флюидного режима, которые вызывают перестройку внутренней структуры ОБ, дефлюидизацию и формирование вторичных неоднородностей: зон разуплотнения и глубинных зон, отражающих расслоенность земной коры.

Влияние динамических факторов (температуры, давления и режима флюидов) на преобразования пород-коллекторов и изменения их свойств при погружении в глубины Земли было изучено авторами на примере Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна (ЗСНГБ) и ряда других структур. Влияние динамических факторов неодинаково в вертикальном разрезе бассейна и по латерали. Максимальные скорости погружения усматриваются в его северо-восточной части, а температуры в центральной и западной. Соответственно различаются интенсивность минеральных преобразований и свойства коллекторов. Проведенный нами анализ их взаимосвязи показал, что уплотнение, кальцитизация, интенсивное окварцевание обуславливают уменьшение емкостных свойств пород, выщелачивание и растворение минералов приводит к возникновению вторичной емкости. Другие процессы влияют на формирование коллекторов положительно или отрицательно в зависимости от интенсивности воздействия. В многокомпонентных породах каждая из составляющих разностей вносит свой вклад в формирование пустотности. Минеральные превращения происходят стадийно.

Зональность катагенеза ЗСНГБ разработана Е.Е. Карньюшиной, Г.Н. Леоненко и Н.В. Прониной. В высокоскоростных комплексах Уренгойского района зоны имеют максимальную толщину [1].

В результате комплексного анализа динамических процессов в седиментогенезе, при неравномерной миграции флюидов, при погружении и непосредственном воздействии изменения температур и давлений в недрах можно представить эволюционно-динамическую модель коллекторов в виде глубинной зональности, осложненной участками разуплотнения. Она находит выражение в средних величинах коллекторских свойств, в типах распределения минералов и флюидов, в темпах изменения температуры и давления и подтверждает вертикальную расслоенность литосферы.

Глубинная зональность в центральной части бассейна в Среднем Приобье выражена наиболее четко. Верхняя зона характеризуется первично-поровыми коллекторами с высокими свойствами, наибольшей дисперсией плотности глинистых минералов, протяженными участками разуплотнения, близкими величинами пластовых и гидростатических давлений. В нижней, четвертой зоне, на глубине 2.75 и более км сосредоточены вторично-порово-трещинные и трещинные коллекторы, наблюдается устойчивый комплекс глинистых минералов, фиксируется увеличение темпа снижения температуры вверх и стабилизация вниз по разрезу. Пластовые давления превышают гидростатические, причем с глубиной темп их роста снижается. Зоны разуплотнения субгоризонтальные и субвертикальные. Интенсивное нефтегазообразование наблюдается во второй зоне в интервале 2.0-2.45 км, максимум газогенерации, изменяющий свойства коллекторов, отмечается в четвертой на глубине 3.0 и более км.

Большую роль в изменениях параметров зон играют процессы миграции флюидов. Затрудненный или свободный режим их передвижения использован при разделении толщ коллекторов на авто- и интрагенетические комплексы. Автогенетические комплексы именуют также автономными или закрытыми. Интрагенетические соответствуют сквозным, открытым комплексам. В первых эволюция изменений определяется внутренней спецификой толщ и является замедленной, во вторых – внешними условиями, которые приводят к быстрым и резким преобразованиям. Существуют и переходные звенья, отражающие единый флюидодинамический процесс формирования зон коллекторов. Баженовский горизонт в Красноленинском районе относится к автогенетическому комплексу, в Суругтском к интрагенетическому; Тюменский в Уренгойском к автогенетическому, в Красноленинском, Суругтском и Нижневартовском к интрагенетическому.

Флюиды закрытых комплексов отличаются повышенным содержанием высокомолекулярных углеводородов (УВ), водорода, серы, кислорода и объема газов. В

автогенетических («закрытых») комплексах погружения (верхнеюрские-меловые отложения Красноленинского района, юрские Уренгойского) одноплановые изменения монтмориллонита, дебитуминированного ОВ, битумов и связанные с ними образование вод, нефтегазогенерация, влияющие на формирование коллекторов, происходят медленнее с разницей начала генерации в 60 млн. лет (в Среднем Приобье в конце альба, в Красноленинском районе в олигоцен-четвертичное время), на больших глубинах – на 0.35-1.0 км, при более высоких температурах – на 10-30°C, и сопровождается генерацией большего количества газообразных углеводородов, на 1-5 объемных %. Сочетание авто- и интрагенетических режимов обеспечивает нефтегазогенерацию, периодическую пульсирующую эмиграцию и формирование сингенетичных зон коллекторов нефти и газа, обладающих аномально-высоким и избыточным пластовым давлением по соседству с зонами генерации УВ.

Изучение вещественно-энергетических особенностей послеседиментационных геодинамических процессов, глубин их проявления, интенсивности и длительности – новый путь к повышению эффективности поисков и разведки нефти и газа.

Литература:

1. Леоненко Г.Н., Леоненко Е.В. Основы вещественно-энергетических представлений об изменении литологии нефтегазоносных толщ в истории осадочных бассейнов. Сборник «Материалы VII Всероссийского литологического совещания», Новосибирск, том 2, с. 168-170.

## **ВЛИЯНИЕ ЭНДОГЕННЫХ ФАКТОРОВ НА ФОРМИРОВАНИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ТЕОРИИ ОБРАЗОВАНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ И ГАЗА**

**О.А. Лихоман**

*СГУ им. Н.Г.Чернышевского, г. Саратов, e-mail: lihomanO@yandex.ru*

Влияние эндогенных процессов на образование гидротермальных месторождений, залегающих в её самой верхней оболочке, месторождений нефти и газа (при любых взглядах на первоисточники их вещества) бесспорно [10]. Теория эндогенного происхождения нефти и газа подсказывает перспективы выявления гидротермальных месторождений новых геологических типов.

Факты проявления на поверхности глубинных процессов, геофизические исследования, изучение вещества Луны и метеоритов указывают на явления звеньев единого цикла динамики

геологического развития. Разобщение их изучения приводит к нарушению последовательности отдельных элементов и логики теории познания.

Выявленная многочисленными исследованиями аналогия в распространении концентраций ртути с особенностями локализации нефти и газа, геологические условия частого совместного нахождения месторождений ртути, нефти и газа заставляют считаться с вероятностью глубинного мантийного источника ртути и углеводородов [2, 4, 5, 6, 8, 14, 15]. Ртуть является продуктом дегазации магмы, генерируется из неё и проникает по зонам глубинных разломов Земли в верхние части литосферы, где локализуется в благоприятных геолого-структурных условиях в виде месторождений [2, 8]. Гидротермальные низкотемпературные месторождения ртути по северо-восточному обрамлению Ферганской котловины, Днепровско-Донецкой впадины, Северо-Западного Кавказа приурочены к разрывным нарушениям, связанным с долгоживущими разломами [9, 10].

На территории Саратовского Поволжья отмечена взаимосвязь сульфидной гидротермальной минерализации (киновари, реальгара, галенита, сфалерита, халькопирита, арсенопирита, барита, пирита, марказита, куприта, малахита, самородного свинца, цинка, меди) с нефтяными залежами (Песчано-Умётской, Квасниковской, Куриловской, Урицкой) [11, 12, 14]. Большая часть участков с ореолами киновари и сопутствующих гидротермальных минералов, несингенетичных осадконакоплению, в структурном отношении приурочены осевой части Елшано-Сергиевской флексуры, наследующей древний глубинный разлом, к осевым частям локальных поднятий. Для этих площадей характерны интенсивные неотектонические движения [13]. Парагенетическая ассоциация постмагматических гидротермальных минералов свинца, цинка, железа, меди, ртути, бария с битумами нефтяного ряда в осадочных трещиноватых породах кристаллического фундамента и нижних вулканогенных и терригенных горизонтах девона (месторождения Ромашкино, Бавлы, Туймазы) доказывает поступление хотя бы части углеводородов из подкоровых глубин [1]. Это даёт основание рассматривать ртутную и другую сульфидную гидротермальную минерализацию в качестве критерия гидротермальности и учитывать проявление углеводорода как признаки ртутоносности [10]. Примером рудоносности хлоридно-натриевых и кальциевых рассолов нефтяных и газовых месторождений и грязевых вулканов из зон глубинных разломов является залежи Челекена, за годы эксплуатации которых на поверхность вынесены десятки тонн свинца, стронция, сотни тонн меди, кадмия, мышьяка. В йод-бромных термальных источниках, приуроченных к Челекенским структурам, совместно с самородным свинцом встречены кальцит, барит, пирит, сфалерит, галенит [3]. Повышенная битуминозность вмещающих пород и руд ртутных проявлений, широкое развитие ртутной минерализации на площадях распространения нефтегазоносности: Оренбургское Предуралье, Припятская, Днепровско-Донецкая впадины, Кавказ, Туранская плита, запад Средней Азии,

Эмбенский район, Тимано-Печорская провинция, Русская и Сибирская платформы, и их приуроченность к разрывным нарушениям, имеющих связь с долгоживущими глубинными разломами, говорит о единых или близких условиях их локализации. Процессы миграции для рудных и углеводородных флюидов являются типично гидротермальными и часто совместными [1, 2, 5, 14].

Гидротермальная минерализация весьма характерна для соляных куполов Днепровско-Донецкой впадины, бортовой зоны Прикаспийской впадины (Озинский, Гремучинский, Таловский, Карташево-Бельский соляные купола), Уральского передового прогиба (Биккуловский, Янгиз-Марьевский, Санковский, Новотроицкий) [6, 10, 11, 12, 14]. Битумы, проявления ртути и свинцово-цинковой минерализации в брекчиях соляных куполов имеет общий глубинный источник происхождения [2]. Широкое развитие разрывных нарушений и зон брекчирования в пределах соляных куполов (Рисунок 1) указывает на возможность циркуляции рудоносных растворов и локализацию рудоносного вещества. Идея об эндогенном происхождении ископаемых солей делает возможной постановку проблемы геологических соотношений крупных солеродных бассейнов с районами развития промышленной телетермальной рудоносности и рассматривать соляные купола в качестве критериев перспектив на ртуть, свинец, цинк [2, 10].

Имеющиеся факты – не случайные явления, а закономерность, проявляющаяся в процессе познания и накопления фактического материала.

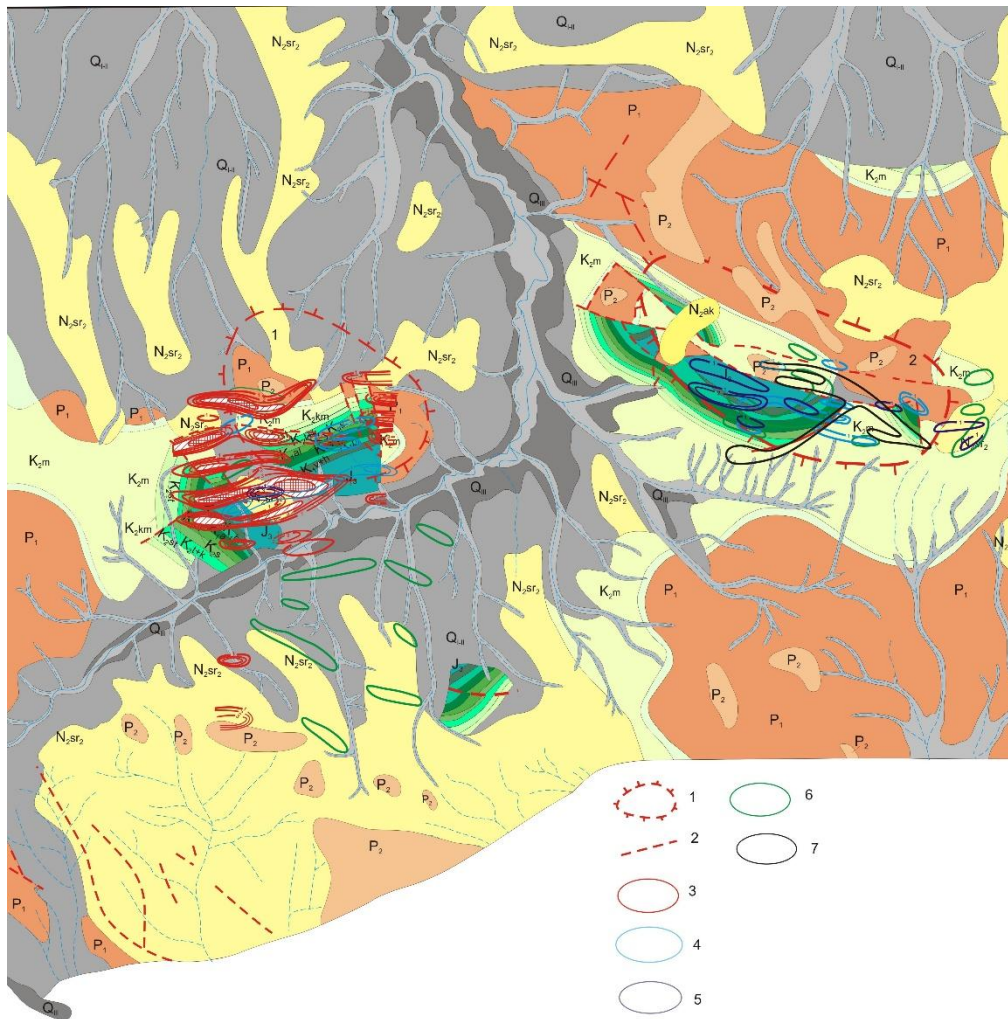


Рисунок 1 - Схема ореолов ртути, молибдена, свинца, меди, марганца. Озинского участка.

Масштаб 1:100 000. Условные обозначения: 1 – соляные купола: 1 - Озинский, 2 - Гремучинский; 2 – разрывные нарушения; 3 – ореолы рассеяния ртути с содержанием в пробах от следов и  $0,5 \times 10^{-7} \%$  до  $8 \times 10^{-5} \%$ ; 4 – ореолы рассеяния молибдена с содержанием в пробах от 0,0003 % до 0,007 %; 5 - ореолы рассеяния свинца с содержанием в пробах от 0,007 % до 0,01 %; 6 - ореолы рассеяния меди с содержанием в пробах 0,01%; 7 - ореолы рассеяния марганца с содержанием в пробах 0,2-0,5 %.

#### Литература:

1. Гаррис М.А. О парагенетической минерализации в породах кристаллического фундамента в нижней части осадочного покрова западной Башкирии. Док. АН СССР, т.105, №2, 1955.
2. Кравцов А.И. Гносеологические «мифы и рифы», проблемы источников рудного вещества // Руды и металлы. 2004. № 3. С. 3-14.
3. Лебедев А.В. О современном отложении самородного свинца из термальных рассолов Челекена. Изд. «Наука». Док. АН СССР, сер. геол., том 174, № 1, 23, 1967.
4. Лихоман О.А. Актуальные проблемы металлогении ртути Южного Урала. ДАН, 2013, т.453, № 2. С.176-179.
5. Лихоман. О.А. О связи сульфидной минерализации с нефтегазоносностью. Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Материалы VII Всероссийского литологического совещания 28-31 октября 2013 г., т. II, г. Новосибирск.



6. *Лихоман О.А.* Структурно-минералогические особенности ртутной минерализации Южного Предуралья. Тезисы 10 Уральского Литологического Совещания «Виртуальные и реальные литологические модели», г. Екатеринбург. 21-24 октября 2014 г.
7. *Миропольский Л.М.* О сульфидах тяжёлых металлов в каменноугольных отложениях Татарии. //Л.М. Миропольский, В.А.Полянин// Уч. зап. Казан. ун-та, том 117, кн.2, 1957.
8. *Озерова Н.А.* Ртуть и эндогенное рудообразование. М., Наука, 1986, 231с.
9. *Озерова Н.А.* О парагенетических ассоциациях ртутных минералов и углеродистых соединений в ртутных месторождениях. // В.сб.: Роль минералогии в познании процессов рудообразования. Материалы годичной Сессии Московского отделения Российского Минералогического Общества. М., ИГЕМ РАН, 2007. С. 248-253.
10. *Поярков В.Э.* О поисках, разведке и оценке ртутных месторождений. /В.Э. Поярков // ОНТИ Каз. ИМСа, 1967. С.45-51.
11. *Тищенко В.А.* Результаты шлиховых поисков масштаба 1:25000 на ртуть в западной части Южного Приуралья (Отчёт шлиховой партии за 1969-1970). / Фонды ОГУ. 1971.
12. *Тищенко В.А.* Результаты поисков киновари и других сульфидов в пределах Карамыш-Медведицкого междуречья. Отчёт Поволжской поисковой партии по работам за 1972-1974 гг. /В.А.Тищенко, А.М.Пыняев, Л.П.Молчанова// Саратов, 1975.
13. *Цыганков А.В.* Методика изучения неотектоники и морфоструктура Нижнего Поволжья. /А.В. Цыганков// Тр. ВолгоградНИПИнефть. 1971. Вып. 7. Волгоград: Нижневолжское книжное издательство. 255с.
14. *O. A. Likhoman and Yu. P. Van'shin.* Ore\_Bearing Potential of the Southeastern Partof the East European Platform Exemplified by the Saratov Region. //Doklady Earth Sciences, 2010, Vol. 431, Part 1, pp. 312–313. © Pleiades Publishing, Ltd., 2010.
15. *O. A. Likhoman.* Topical Problems of Mercuri Metallogeny the Sout Urals //Dokladi EATH SCIENCES (© Pleides Publishing) ISSN 1028-334-2013 №1. С.1075-1077.

## **ОСОБЕННОСТИ ЭПИГЕНЕЗА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ЗОНЫ ДЕВОНСКОГО НЕСОГЛАСИЯ ВАЛА ГАМБУРЦЕВА (ТИМАНО-ПЕЧОРСКИЙ НГБ)**

**Т.В.Майль**

*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, e-mail: maydl@geo.komisc.ru*

В данной работе на основе детальных литологических исследований рассмотрены особенности эпигенетических преобразований карбонатных толщ сопровождающих тектонические обстановки транспрессии и в трансламинации. Типоморфными особенностями этих обстановок, помимо наличия структурных и текстурных свидетельств испытанного породами катаклаза и стресса, являются широкое развитие гидротермально-метасоматических процессов и кальцит-целестин-барит-флюорит-сфалеритовой минерализации. Показана генетическая связь данной минерализации с пайхойской (киммерийской) фазой складчатости, ответственной за формирование тектонической структуры вала.

Ключевые слова: Литогенез, эпигенез, тектогенез, минералогенез, постседиментационные преобразования, тектониты, катаклаз, типоморфные признаки геодинамических обстановок пороодообразования.

В последние десятилетия внимание исследователей привлекают вопросы связи процессов и факторов постседиментационного литогенеза с геодинамическим режимом

развития осадочных породных бассейнов [4]. Особенности проявления таких связей рассмотрены нами на примере литолого-геохимического изучения карбонатных толщ нижнего и верхнего девона вала Гамбурцева. Вал представляет сложную привзбросово-надвиговую структуру Варандей-Адзвинской зоны Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна. Согласно современным представлениям, его формирование, в близком к современному виде, завершилось в конце триаса–начале юры и происходило в режиме тангенциального сжатия (транспрессии), сменившего режим растяжения. Вал приурочен к фронтальным частям взбросо-надвига, сместитель которого выполаживается в нижних горизонтах осадочного чехла. Предполагается, что в образовании структур вала существенно влияние и *горизонтальной сдвиговой составляющей* [1]. Возможность горизонтальных сдвигов подтверждается литологическим исследованием керна скважин, вскрывших нижнепалеозойские карбонатные толщи силура, нижнего и верхнего девона. В разрезах ряда скважин центральной части нами установлены прослои тектонитов, приуроченных к зоне регионального стратиграфического несогласия D<sub>1</sub>-D<sub>3</sub>, являющегося своего рода «ослабленной зоной» для тектонических деформаций. На большей части территории Варандей-Адзвинской зоны разрезнижнедевонских отложений завершается пачкой эвапоритов лохковского яруса D<sub>1</sub>, которые несогласно перекрыты глинисто-известковой часто брекчиевой пачкой, предположительно нижнетиманского подгоризонта франского яруса D<sub>3</sub>. Тектонические брекчии и тектониты обнаруживаются чаще в тех разрезах, в которых мощность эвапоритовой пачки сильно сокращена, либо она полностью отсутствует. Они приурочены к пачкам карбонатного и глинисто-карбонатного состава подстилающих и перекрывающих несогласие. В обоих случаях тектониты представлены как продуктами хрупкого разрушения (брекчии, катаклазиты), так и породами с различным соотношением признаков пластических и хрупких деформаций: с текстурами течения, смятия, будинажа, кливажа, сланцеватости и пр. Воздействие деформаций проявляется также широким развитием в породах микроструктур стилолитизации, грануляции и рекристаллизации, межзернового (дифференциального) скольжения, бластеза, различных проявлений внутризернового скольжения - неполного погасания зерен под анализатором, деформационным двойникованием и пр. Эти пограничные толщи выделяются также широким проявлением эпигенетических процессов, среди которых преобладают: кальцитизация (дедоломитизация?) и сульфатизация карбонатных толщ, а также хлоритизация и серицитизация их терригенных компонентов.

Особенностью толщ данной зоны является также наличие геохимических аномалий в содержаниях фтора, стронция, бария и аномально легкий изотопный состав углерода карбонатов. Аномалии рудных компонентов связаны с эпигенетической (гидротермально-метосоматической) минерализацией пород.

Практически все изученные разрезы отличаются аномальным содержанием фтора в породах (до 3500-4000 г/т). Наиболее высокие значения характеризуют глинистые доломиты. Микроскопически флюорит образует линзы, прожилки, цементирует обломки.

Стронциевые аномалии характерны, прежде всего, для доломитовых ангидритов сульфатной пачки (до 2500 г/т). В известково-доломитовых брекчиях аномалии более редки и достигают 1200 г/т. Характерно, что в некоторых пробах вместе со стронцием отмечаются также аномалии по содержанию бария и фтора. Аномалии стронция в брекчированных доломитах и известняках, прежде всего, связаны с целестиновой эпигенетической минерализацией в известковых брекчиевых пачках. При этом целестин всегда содержит примесь бария (от 1 до 3%). Эпигенетический стронциеносный барит с содержанием стронция (от 1.74 до 10.85 %) встречается в обеих пачках, но наиболее характерен для «подстилающих» несогласие. Характерно, что выделения эпигенетического гипса (ангидрита) в этих толщах не содержат ни бария, ни стронция.

Эпигенетическая кальцитизация развита и в верхней, и в нижней пачках зоны, однако наиболее характерна для более дислоцированной верхней. Эпигенетический кальцит образует прожилки, скопления «бласты», из хорошо окристаллизованных крупных зерен кальцита. Часто отмечаются деформационное двойникование кальцита, в ряде случаев стилолитовые границы зерен в агрегатах, иногда следы таких границ в регенерированных зернах. Новообразованный кальцит характеризуется аномально облегченным изотопным составом углерода ( $\delta^{13}\text{C}$  до  $-9$ – $-10.5$  ‰), и в редких случаях кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$  - до  $14.4$ – $11.6$  ‰).

Рудная сульфидная минерализация представлена в основном пиритом разных генераций. В зонах кальцитизации отмечается эпигенетический сфалерит (вюрцит?).

Однотипность установленной минерализации с минерализацией кальцит-сульфидно-барит-флюоритового подтипа Пайхойско-Новоземельской провинции [2] подчеркивает ее генетическую связь с пайхойской фазой складчатости, ответственной за формирование тектонической структуры вала.

Присутствие в разрезе эвапоритовых отложений способствовало развитию процессов эпигенетической сульфатизации вышележащих пород, то есть, проявлению процессов рассольного катагенеза, наиболее надежным геохимическим индикатором которого, по мнению Я.Ю. Юдовича, является: «стронций в виде аномалий, либо целестиновой минерализации» [3, с. 512].

Изменение гидрогеологического режима вследствие тектонической перестройки способствовало проявлению процессов наложенного эпигенеза. Отмечаемые процессы кальцитизации, хлоритизации, флюоритовой и баритовой минерализации, а также сульфидов цинка является, вероятно, результатом воздействия на породы растворов смешения рассолов

из эвапоритовых толщ и поровых флюидов более молодых толщ в результате тектонической активации подвергавшихся тектоническим деформациям.

Таким образом, можно отметить, что эпигенетические изменения карбонатных пород вала Гамбурцева имеют признаки наложенного литогенеза катакластического и гидротермально-метосоматического типов и отражают геотектоническую историю формирования вала.

#### Литература:

1. Мальшев Н.А. Тектоника, эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов европейского севера России. Екатеринбург, 2002, 269 с.
2. Ромашкин Ю.Н. Закономерности локализации, минеральный состав и условия образования флюоритопоявлений в бассейне р. Песчаной (Северо-восточный Пай-Хой). Рудогенез на Тимане и севере Урала. Сыктывкар, 1981, С. 44-53.
3. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011, 742 с.
4. Япаскурт О.В. Аспекты теории постседиментационного литогенеза. Литосфера, 2005, № 3, С. 3-30.

## ПРОЯВЛЕНИЕ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНОЙ КАРБОНАТНОЙ ТОЛЩЕ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СКЛАДЧАТОГО ДОНБАССА

С.А. Мачулина

*ИГН НАН Украины, г. Киев, e-mail: svtgeo@mail.ru*

В данной работе на основе полевых и лабораторных исследований определены основные постседиментационные процессы, получившие развитие в углеродисто-карбонатной формации нижнего карбона юго-западной части Складчатого Донбасса, которые во многом определили её эпигенетическое преобразование, аутигенную минерализацию и специфику месторождений полезных ископаемых.

В юго-западной части Складчатого Донбасса (СД) (зона Южно-Волновахского глубинного разлома) широкое распространение получила мощная (более 600 м) углеродисто-карбонатная формация нижнего карбона (турне-визейского возраста), которая разделяется на достаточно характерные литофациальные разности известняков (толщи) прослоями углеродисто-терригенных пород (черных сланцев), обогащенных до 2-6%  $C_{орг}$ .

Необходимо отметить, что юго-западная часть СД входит в состав широтной Центрально-Украинской мегазоны активизации, которая является частью общепланетарной системы сквозных долгоживущих линейных структур [2]. Эти структуры отличаются

повышенной эндогенной и геодинамической активностью, длительной историей геологического развития (архей-современный этап), высокой проницаемостью гидротермальных растворов и рудонасыщенностью. Здесь широко развиты разнообразные по составу и возрасту (от девонских до триасовых) эффузивные тела, которые имеют различные формы залегания (покрова, штоки, межпластовые интрузии, дайки, жылы и др.) [1]. Геодинамические и поствулканические наложенные процессы оказали большое влияние на осадко-, минерало-, рудо- и битумообразование углеродисто-карбонатной формации зоны Волновахского глубинного разлома, где уже выявлен целый ряд месторождений полезных ископаемых (флюорита, ртути, полиметаллов, редкоземельных элементов и др.). Многие месторождения имеют гидротермальный генезис и приурочены к зонам разломов, узлам их пересечения или оперяющим трещинам, зонам сжатия (складкообразования) (Рисунок 1). В процессе полевых исследований в пористых турнейских доломитах нами было выявлено достаточно крупное проявление антраколита – продукта высшей карбонизации битумов, которое находилось в тесной ассоциации с кальцитом и флюоритом. Как было установлено, исходным веществом антраколита могло быть органическое вещество сапропелевого типа залегающих ниже темно-серых известняков и черных сланцев, а также природных битумов, преобразованных под действием термально-метаморфических, гидротермальных и миграционных процессов. Находка вкраплений и прожилков антраколита в этой зоне СД интересна как показатель условий миграции углеводородных флюидов.

Наиболее характерными постседиментационными проявлениями в исследуемой углеродисто-карбонатной формации являются: перекристаллизация, доломитизация и кальцитизация известняков, эпигенетическая пиритизация, кавернозность, выщелачивание и растворение на границах перерывов (Рисунок 2), интенсивный углеродистый метасоматоз в приразломных зонах. Пирит в доломитизированных известняках присутствует в виде вкраплений разного размера, а также заполняет тектонические трещины. Нередко кристаллы пирита размером от 0,1 до 0,5 см сростаются друг с другом, образуя почковидные и бугристые агрегаты неправильной формы, а также прожилковые выделения и гнездообразные скопления. Сквозь пористые агрегаты пирита в разных направлениях прорастают молочно-белые и прозрачные кристаллы кварца. Парагенезис пирита и кварца свидетельствует про определенную этапность поступления гидротермальных растворов в трещины, что обусловило сульфидную, а потом кварцевую минерализацию. Температура минералообразования для пиритов Волновахской зоны разломов (зоны сочленения СД с Приазовским кристаллическим массивом) составляет 330-260<sup>0</sup>С. Уникальными были находки пиритовых (пирит-марказитовых) образований сталактитоподобного и трубообразного облика с полыми каналами (типа черных курильщиков) [3]. Два трубообразных сростка имели

длину 30 и 65 см, диаметр – 20 и 60 см. Необычные образования пирита такого крупного размера ранее не были известны в СД. Изотопный анализ серы ( $\delta^{34}\text{S}$ ) данных пиритов показал значения близкие к области  $\delta^{34}\text{S}$  серы метеоритного стандарта –  $\pm 4\%$ , что свидетельствует о гидротермальном генезисе пиритовых образований.

Таким образом, разломная тектоника и постмагматических гидротермальные процессы оказали значительное влияние на аутигенную минерализацию и эпигенетическое преобразование нижнекаменноугольных углеродисто-карбонатных пород. Гидротермальные процессы активизируют геохимическое преобразование органического вещества в углеродистых известняках и черных сланцах, влияя на масштабность миграции и аккумуляции углеводородов; они являются признаками ослабленных и проницаемых зон, связанных с глубинными разломами. Привнос гидротермальных флюидов в такие зоны и их перемещение сопровождаются жильными и прожилково-вкрапленными формами рудопроявлений, а также интенсивным метасоматическим изменением вмещающих пород.



Рисунок 1 - Гидротермальный “канал” в углеродисто-карбонатной толще с проявлением миграционных битумов (черное) и железомарганцевым веществом (бурое) в зоне тектонического нарушения и смятия (Центральный карьер)



Рисунок 2 - Глыба кавернозного и выщелоченного известняка (Центральный карьер)

Литература:

1. *Бутурлинов Н.В., Зарицкий А.Н., Глебова М.С.* Андезит-трахиандезитовый комплекс Донбасса и особенности его формирования // Геол. журн. – 1972. Т. 32, № 6. – С. 89-94.
2. *Галецкий Л.С., Шевченко Т.П., Науменко У.З.* Трансрегиональные рудо- и нефтегазоносные зоны активизации: докембрий-кайнозой (на примере ВЕП и Карпатско-Балканского региона) // Матеріали 8-ї наук.-практ. конф. «Нафта і газ України» – Львів; Центр Європи. – 2004. Т. 1 – С. 53-54.
3. *Мачулина С.А.* Геологические условия формирования «черного курильщика» в Донбассе // Доп. НАН України. – 2008. – № 12. – С. 19-23

## ПРОЯВЛЕНИЯ ДРЕВНЕГО КАРСТА НА ВОСТОКЕ СРЕДНЕГО УРАЛА

Г.А. Мизенс<sup>1</sup>, Л.В. Бадида<sup>2</sup>

<sup>12</sup>ИГиГ УрО РАН, г. Екатеринбург,

<sup>1</sup>e-mail: mizens@igg.uran.ru,

<sup>2</sup>e-mail: kokshina@igg.uran.ru

Рассматриваются следы карста, формировавшегося в восточных зонах Урала в мезозое и на рубеже раннего и среднего карбона. Показано, что проявления мезозойского и каменноугольного карста различаются. Распространение каменноугольного карста, наряду с литологическими особенностями известняков, свидетельствует о локальных поднятиях, об отсутствии крупной регрессии океана в пограничном интервале между ранним и средним карбоном.

Следы палеокарста на востоке Урала приурочены главным образом к известнякам нижнего карбона, широко распространенным на данной территории. Причем известны два этапа карстообразования. Чаше всего, по-видимому, встречается мезозойский карст [2, 6]. Благоприятные условия для его развития были в поздней юре [8], когда карбонатные толщи длительное время находились на поверхности. Достоверные следы карста палеозойского возраста известны, в том числе, в бассейнах рр. Пышма и Исеть, где развитие карста на рубеже раннего и среднего карбона было отмечено еще А.А. Прониным [7].

Выразительные проявления мезозойского карста вскрыты карьером на левобережье р. Синара (правый приток р. Исеть), где сохранились фрагменты крупной разветвленной палеопещеры, заполненной агрегатами гигантокристаллического кальцита, известняковыми брекчиями с остроугольными обломками и тонкослоистыми песчаными отложениями [5]. В некоторых бывших пустотах можно наблюдать отложения продуктов, оставшихся после растворения известняков (своего рода *terra rosa*), представленных желтоватым глинистым песчаником, с обломками известняков. Встречаются также тонкослоистые песчано-глинистые отложения, осажденные в неподвижной воде (подземном водоеме), так как пакеты слоев облекают неровности дна. Карстовые брекчии во вскрытой части разреза не имеют широкого распространения, что, вероятно, связано с относительно небольшими размерами полостей, которые, по-видимому, образовались после складчатости. Тонкая слоистость в линзах песчано-глинистых пород ориентирована несогласно по отношению к напластованию вмещающих известняков и близка к горизонтальной.

Былая пещера, выполненная гигантокристаллическим кальцитом, вскрыта также в известняках турнейского яруса на р. Реж, но о времени ее образования достоверных данных нет. Можно только отметить, что длинной осью она ориентирована под углом к складчатости.

Кристаллы кальцита в обоих случаях зональные, что, очевидно, свидетельствует об изменчивости условий кристаллизации, о колебаниях (возможно, сезонных) количества примесей в растворе.

Проявления карста, развивавшегося на рубеже раннего и среднего карбона, и сохранившиеся в долинах рр. Пышма, Кунара, Исеть, Каменка имеют несколько другое строение. Здесь преимущественно развиты различные брекчии, размеры тел которых от десятков сантиметров до многих метров, а размеры обломочного материала – от песчаных зерен до глыб в 1-2 м; встречаются трещины, заполненные обломками известняков. Матрикс во всех случаях ожелезненный. Сортировка обломков, как правило, плохая, но иногда можно встретить тела с хорошей сортировкой и даже со следами окатанности обломочного материала, что указывает на переотложение и обработку его водными потоками. Встречаются линзы ленточно-слоистых образований, протяженностью от 10 см до 2 м и мощностью до 10-



20 см, свидетельствующие о существовании небольших озерков в былых карстовых пещерах. Характерно, что линзы с ламинитами нередко наклонены в разные направления и даже смяты в складки, что, вероятно, вызвано обвалами пустот в подстилающих известняках.

По данным А.А. Пронина [7], перед концом серпуховского века здесь имел место продолжительный перерыв в осадконакоплении, сопровождавшийся поднятиями и складчатостью. На неровной, размытой поверхности известняков сформировалась мощная (3-4 м и более) гематитизированная кора выветривания. Но о глубине проникновения карстовых процессов трудно судить, поскольку надежные данные об условиях залегания перекрывающих пород по отношению к закарстованным серпуховским известнякам все же отсутствуют. Особенно, если иметь в виду, что поверхность последних была расчленена, размыта. Один из наиболее представительных разрезов в этом отношении прослеживается по левому берегу р. Кунара. Признаки закарстованности наблюдаются только в его восточной части и затрагивают не более 70-80 м видимой мощности толщи. Если известняки во время проявления карста лежали горизонтально, что более вероятно, то соответствующий процесс проникал на глубину не менее 70-80 м. Однако, если пласты были наклонены, как предполагал А.А. Пронин, то эта глубина, возможно, была меньше.

Тем не менее, в других районах восточного склона Среднего и Южного Урала признаки значительных поднятий и глубоких размывов отсутствуют, хотя переход от серпуховских отложений к башкирским, как правило, подчеркивается изменениями в литологии. Меняется характер известняков, среди карбонатных пород нередко появляются прослои силикатных и карбонатных песчаников, глинистых образований, карбонатных конгломератов и брекчий, оолитовые разности, онколиты и строматолитовые тела [6, 9]. Следовательно, можно предположить, что на Среднем Урале, образовалось локальное поднятие, а общего значительного обмеления моря на востоке современного Урала не было.

Как известно, на Западном Урале и на востоке Русской платформы тоже нет признаков такого обмеления [3, 4 и др.]. В результате анализа ситуации на Русской платформе и по некоторым другим регионам, Е.В. Артюшков и П.А. Чехович [1] совершенно справедливо приходят к выводу, что уровень мирового океана на рубеже раннего и среднего карбона существенно не менялся. Описанные многими авторами регрессии, например [10, 11, 12], обусловлены тектоническими процессами, формированием поднятий на платформах, в том числе и на западе Русской платформы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 15-05-01958).

Литература:

1. *Артюшков Е.В., Чехович П.А.* Изменения уровня моря и быстрые движения земной коры в платформенных областях в позднем палеозое // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 10. С. 1567–1592.
2. *Гевирц М.И.* Ископаемый палеокарст восточной части Среднего Урала // Гидрогеология и карстоведение. Вып. 2. Ученые записки, т. 119 – Пермь: ПГУ, 1964. С. 93–101.
3. *Кулагина Е.И., Пазухин В.Н., Кочеткова Н.М., Сеницына З.А., Кочетова Н.Н.* Стратотипические и опорные разрезы башкирского яруса карбона Южного Урала. – Уфа: Гилем, 2001, 139 с.
4. *Кучева Н.А., Степанова Т.И., Иванова Р.М.* Пограничные башкирско-серпуховские отложения в разрезе «Мартьяново» // Путеводитель геологических экскурсий по карбону Урала. Ч. 2. Среднеуральская экскурсия / Ред. Б.И. Чувашов. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002, с. 38–50.
5. *Мизенс Г.А., Кокшина Л.В.* Палеокарст в нижнекаменноугольных известняках восточного склона Среднего Урала // Ежегодник-2008 Института геологии и геохимии УрО РАН. Вып. 156. – Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2009. С. 162–165.
6. *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.
7. *Пронин А.А.* Карбон восточного склона Среднего Урала. – М.-Л.: АН СССР. 1960. 231 с.
8. *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010, 280 с.
9. *Чувашов. Б.И., Иванова Р.М., Колчина А.Н.* Верхний палеозой восточного склона Урала. Стратиграфия и геологическая история. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 230 с.
10. *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. 268, pp.149–168.
11. *Buggisch, W., Joachimski, M.M., Sevastopulo, G., Morrow, J.R.* 2008. Mississippian  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  and conodont apatite  $\delta^{18}\text{O}$  records – their relation to the Late Palaeozoic glaciations // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2008. V. 268, pp. 273–292.
12. *Haq B.U., Schutter S.R.* A chronology of Paleozoic sea-level changes // Science, 2008. V. 322, № 5898. pp. 64–68.

**ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ И АКЕССОРНАЯ  
МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В КАЛИЙНЫХ, КАЛИЙНО-МАГНИЕВЫХ И МАГНИЕВЫХ  
ПОРОДАХ**

**Г.А.Московский<sup>1</sup>, О.П.Гончаренко<sup>1</sup>, С.А.Свидзинский<sup>2</sup>, М.А.Барановская<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> СГУ, Саратов, <sup>1</sup>e-mail: [MoskovskyGA@info.sgu.ru](mailto:MoskovskyGA@info.sgu.ru)

<sup>2</sup>ООО «ЕвроХим-ВолгаКалий», г.Котельниково Волгоградской обл.

В работе рассмотрены закономерности постседиментационных изменений пород заключительных стадий галогенеза (калийных, калийно-магниевых и магниевых солей) на Гремячинском месторождении калийных солей и их связь с особенностями состава рапы, строения и закономерностями поступления терригенного материала. Приведённые результаты важны при латеральном прогнозе состава калийных и калийно-магниевых пород.

Результаты изучения постседиментационных изменений калийных, калийно-магниевых и магниевых солей наряду с анализом их парагенезисов являются важными

показателями условий их формирования. Они необходимы также для прогнозирования латеральных изменений продуктивных горизонтов а также для разработки технологии переработки этих пород. Общие особенности вторичных изменений пород заключительных стадий галогенеза намечены М.Г.Валяшко [2], а О.И.Петриченко [8] они анализировались с использованием методов термобарогеохимии. Отдельные аспекты этих процессов рассмотрены нами ранее [3-7,10]. Постседиментационные процессы инициируются повышенной температурой придонных слоёв или межкристальной рапы, наличием в составе пород минералов, легко трансформируемых при изменении температуры, экзотермическими реакциями перекристаллизации минералов, воздействием растворов, мобилизующихся при дегидратации минералов или выделяющихся из уплотняющегося глинистого материала, присутствующего иногда в виде существенной примеси. Важная роль здесь могла принадлежать концентрированной плотной рапе, опускающейся вниз или мигрирующей по латерали в осадок, ещё сохраняющий пористость а также растворам пониженной концентрации, проникающих из подстилающих толщ, приводящим к образованию зон замещения. К этому типу процессов относятся случаи замещения хлоридных калийных минералов – сульфатными калийными. Известны случаи существенного влияния на галогенные породы растворов хлоридно-кальциевого состава [1 и др.]. На Гремячинском месторождении их роль установлена лишь на подготовительной и галитовой стадиях [5, 7].

Минерализация, которую можно определить как «акцессорную» по отношению парагенезисам галогенных пород, отвечает стадиям её проявления (целестин – для сульфатно-карбонатной, бораты – для хлоридной и др.). В то же время, присутствие в составе галогенных пород говлита, еремеевита, сирлезита, цеолитов [3], может говорить о возможной роли растворов глубинного генезиса. Однако их роль, судя по нашим данным, была локальной и не меняющей направленности галогенеза во всём бассейне [5 - 7].

В сильвинитах и карналлитовых породах, содержащих незначительную примесь пелитового материала, постседиментационные изменения, как правило, малозаметны. Однако, в калийно-магниевых и калийных породах, содержащих повышенное содержание пелитового материала, проявляется коррозия кристаллов сильвина и карналлита за счёт воды, выделяющейся при уплотнении пелита. Здесь же часто идёт образование кристаллов каинита и кизерита или замещение карналлита кизеритом. Скопления кристаллов полигалита, кизерита часто приурочены к сгусткам пелитового материала. В породах преимущественно карналлитового или бишофитового состава, не содержащих примеси пелита, на постседиментационной стадии, в большинстве случаев, существенного изменения минерального состава не происходит, т. к. в составе рапы резко преобладает лишь один компонент – хлористый магний. Вторичное минералообразование здесь, по нашему мнению,

связано, главным образом, с реликтами рапы, раскристаллизовывающейся в межкристалльных полостях. В них кристаллизуются мелкие кристаллы кизерита, карналлита и, возможно даже, тахгидрита. Присутствие последнего предполагается на основании химических анализов бишофитовых пород и рапы включений в галите, парагенном бишофиту [5]. Существенная роль в карналлитовых породах принадлежит явлению частичного метасоматического замещения галита высаливания, каёмками карналлитового и даже бишофитового состава, что также должно учитываться при пересчётах химических анализов пород. Диагенетические процессы в галогенных толщах часто сопровождаются начальными фазами пликративных деформаций, обуславливаемых либо значительными углами наклона дна бассейна и сползанием со склона неполностью литифицированного осадка, либо факторами внутренней соляной тектоники [9]. Эти деформации часто имеют локальные проявления в параллельно-слоистой толще породы. Если рапа на начальной фазе диагенеза представляла собой вязкую концентрированную фазу, включающую корки и сгустки галита высаливания, то эти тектонические деформации приводили к формированию брекчиевидных галит-карналлитовых пород. Начальные фазы деформаций в галогенной толще приводят часто к образованию полостей, заполняющихся остаточной рапой. Её раскристаллизация приводит к образованию корок или гнёзд с поперечно-волокнутой или поперечно-шестоватой текстурой, линз и жилородных тел вторичного карналлита или сильвина.

Обобщение полученных результатов позволяет отметить, что существенное проявление постседиментационных процессов связано с положением участка соленакопления в акватории солеродного бассейна (тупиковый участок, береговая полоса, приподнятый участок дна и пр.). Это может проявляться в частичном растворении калийных и калийно-магниевого минералов или их коррозии а также в замещении карналлита – сильвином. Существенное содержание пелитового материала в породах, поровые растворы которых содержали повышенное количество ионов сульфата, приводят к образованию парагенезисов солей с полигалитом, кизеритом и каинитом, даже в тех участках солеродного бассейна, в которых, судя по первичным парагенезисам, кристаллизация минералов шла из сильно метаморфизованной рапы с минимумом сульфата.

Сведения о направленности вторичных процессов в породах заключительных стадий галогенеза, в совокупности с установленными нами закономерностями изменений в составе рапы и содержании глинистого материала в различных участках бассейна седиментации, представляют важный материал для латерального прогноза состава калийных и калийно-магниевого пород на восточном фланге Гремячинского месторождения калийных солей. Они необходимы также в выборе схем переработки полезного ископаемого при его добыче. Предположение о возможной встрече на восточном фланге месторождения, в калийно-

магниевого порода, парагенезисов с бишофитом, может служить примером такого прогноза, который впоследствии подтвердился при бурении новых скважин.

Литература:

1. *Анисимов Л.А., Московский Г.А.* Интерпретация гидрогеологических данных по Прикаспийской впадине. // Советская геология. 1989, с. 49-54
2. *Валяшко М.Г., Жеребцова И.К.* Специфика условий формирования отложений заключительных стадий галогенеза // Основные проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1981. С. 45-48.
3. *Гончаренко О.П.* Бороносность пермской галогенной формации Прикаспийской впадины. Саратов: изд-во СГУ, 2004. 93 с.
4. *Гончаренко О.П.* Калиеносность эвапоритовых бассейнов фанерозоя и особенности формирования отложений заключительной стадии галогенеза // Литология и полезные ископаемые, 2006, № 4. С. 422-433.
5. *Московский Г.А., Гончаренко О.П.* Пермский галогенез Прикаспия. Ч.2. Гидрохимия заключительных стадий и условия постседиментационных преобразований солей. Саратов: изд-во «Научная книга», 2004. 87 с.
6. *Московский Г.А., Гончаренко О.П.* Минералогические показатели эволюции седиментации в калиеносном бассейне Гремячинского месторождения (Приволжская моноклиналь) // Геология, география и глобальная энергия. 2012. - №4 (47). - С. 55-58
7. *Московский Г.А., Гончаренко О.П., Свидзинский С.А., Писаренко Ю.А.* Минерагенические и геохимические аспекты концепций галогенеза // Материалы ХУІІІ Международной конференции «Геологическая среда, минерагенические и сейсмоструктурные процессы» (24-29 сентября 2012 года). / Воронеж: Изд-во «Научная книга». С. 200-203.
8. *Петриченко О.И.* Эпигенез эвапоритов. Киев. . Наукова думка. 1989. 63 с.
9. *Свидзинский С.А., Фёдоров С.А., Московский Г.А.* Внутренняя соляная тектоника в галогенной толще Гремячинского месторождения калийных солей. Известия Саратов. ун-та. Нов. Серия. Серия наук о Земле. 2011. Т. II Вып. 2, С.83 -87.
10. *Goncharenko Olga, Moskovskij Georgy, Svidsin'skiy Sergej, Pisarenko Yury.* Character of Sedimentation in the Potassium-bearing Basin of the Gremyachinskoye Field (Volga Monocline) // Acta Geologica Sinica. Journal of the Geological of China. Vol. 88. Supp.1. 2014. P. 242—244.

## **ДЕФОРМАЦИИ В ЛЕНТОЧНЫХ ГЛИНАХ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ВНЕШНИХ ДИНАМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ**

**А.А. Никонов**

*ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, e-mail: nikonov@ifz.ru*

Рассматриваются характерные особенности разного типа деформаций в позднеледниковых ленточных глинах на примере разрезов региона последнего Скандинавского ледникового покрова в пределах Северо-Запада России. Используются как материалы в опубликованных работах предшественников, так и собственные многолетние наблюдения автора. Специфика позиции, вида и парагенеза деформаций в соотношении с молодыми разрывными нарушениями в других отложениях и породах, а также по аналогии с наблюдениями в эпицентральных областях сильных землетрясений последних столетий в сейсмоактивных регионах, ведут к

выводу об обусловленности обсуждаемых деформаций активными геодинамическими и сейсмическими воздействиями в период дегляциации региона.

Ленточные глины (ЛГ), как и другие слоистые осадки, широко развиты в ледниковых областях, будучи наиболее доступны для изучения по периферии бывшего последнего оледенения. В России до сих пор наиболее представительны материалы изучения этих специфических осадков, опубликованные в трудах классиков четвертичной геологии С.А. Яковлева [1] и К.К. Маркова [2] по Северо-Западу страны. ЛГ всегда привлекали внимание благодаря возможности осуществлять варвохронометрические определения. Но они же представляют благодатную возможность исследовать нередкие в них деформации, что, однако, ранее не осуществлялось. Наблюдения же за деформациями, если таковые встречались, обычно ограничивались попутными упоминаниями и, мимоходом, – указанием на генезис, без какого-либо разбора и аргументации.

Постановка вопроса и подходы. В настоящем разделе деформации в толщах и отдельных горизонтах ЛГ, также на Северо-Западе, т.е. в области сокращения последнего Скандинавского ледникового щита, рассматриваются только в надморенном залегании, и вне поясов конечных и напорных морен, т.е. там, где они заведомо не подвержены гляциодислокациям и где надо искать иные причины деформаций и нарушений разного рода.

При всем разнообразии типов и форм нарушений они достаточно определенно укладываются в известные в тектонике типы, а именно, моноклиально-наклонное положение; пликативные деформации, разнообразные смятия; разрывы. Оседания и провалы, т.е. заведомо чисто гравитационные нарушения, какие могли бы возникать при таянии мертвого льда, не обнаружены. Отсутствуют и деформации мерзлотного характера (криогенные). Наоборот, явно преобладают деформации, которые могли возникнуть в условиях латерального сжатия, разной, в том числе, высокой интенсивности. Эту особенность необходимо рассматривать как приоритетно информативный признак.

В основу исследования положено как тщательный анализ графических материалов и сообщений предшественников, так и собственные многолетние наблюдения в регионе. Важно было 1) охватить как можно больше объектов и фрагментов изображений, 2) отобрать из них более информативные и с разным набором черт, признаков, типов, 3) по возможности соотносить изображения с конкретной геоморфологической и геологической обстановкой и доступным для каждого пункта материалом, в том числе и по собственным наблюдениям, там же и/или поблизости, 4) максимально привлекать более поздние и информативные материалы по деформациям в том же регионе, но в отложениях иного литологического состава, возраста и с более определенными сведениями по возможным действующим силам. Подспорьем в достижении цели послужили знакомство автора с обширной, в том числе редко используемой

и забытой, литературой по разным аспектам вопроса, его длительный опыт полевых исследований в разных частях Балтийского щита, а также десятилетний опыт изучения деформаций разного типа в хорошо обнаженных горных районах, со следами мощных деформаций при исторических и текущих землетрясениях с известной позицией эпицентральной области, возраста и силы.

Основные особенности деформаций в ЛГ. Принципиально важно для понимания их генезиса следующее: 1. Общая равнинность и низменное положение местности, т.е. отсутствие сколько-нибудь крутых склонов на бывших в период осадконакопления днищах водоемов. 2. При бурном выносе в водоемы взвешенных наносов быстрое выполнение сначала существовавших неровностей дна и затем быстрое выравнивание его на преобладавших обширных пространствах бывшего дна. 3. Постоянное сохранение толщами ленточных отложений на дне водоемов пластичного состояния, о чем свидетельствует господство среди деформаций разного рода и формы изгибных нарушений, чаще волнистых реке с крутыми загибами. 4. Ни в одном из фиксированных случаев не пришлось наблюдать признаков продолжительного формирования (развития во времени) деформаций; наоборот, все видимые в каждом случае признаки указывают на единовременность, «мгновенность» образования нарушений, т.е. импульсность динамического воздействия по отношению к отдельному горизонту после его накопления и до накопления следующего горизонта или следующей серии.

Сохранение, в большинстве случаев, ненарушенности слоев в нижележащих горизонтах (пачках) или лишь слабая приповерхностная их затронутость деформациями одновременно с затронутыми вышележащий горизонт, ведут к заключению о нахождении в момент воздействия пораженных слоев в наименее устойчивом состоянии. Это могло быть (только), если слой и/или горизонт был водонасыщенным, неуплотненным, т.е. находился у поверхности бывшего к тому времени дна, еще без какого-либо перекрытия.

Ленточные глины и разломы. Намечается пространственная близость мест с нарушениями слоистости в ЛГ и участков с независимо выявленными признаками молодых разрывных смещений. Это относится, как к пликативным изгибам и смятиям, положим и с сильным изогнутием, так и к разрывным. На Карельском перешейке удалось фиксировать пликативные, иногда с сопровождающими небольшими разрывными нарушениями, на расстоянии всего несколько м друг от друга, а в других местах подобные же нарушения – на расстоянии первых десятков метров от крупных свежих тектонических уступов и/или рядом с мощными (сейсмогравитационными) скальными обвалами с них.

Сопоставления и обобщения. Во многих местах, в отложениях разной хроностратиграфической позиции, деформации тех же трех основных типов (разрывные,

параллельно наклонные и пликвативные разной формы) обнаруживались и в рыхлых слоистых отложениях, бассейновых, дельтовых, лимно- и флювиогляциальных. Такое подобие нарушений в разных по генезису и возрасту голоценовых отложений в одном районе означает, что деформации обсуждаемых групп возникали и в других условиях, в другое время и в других местах. Нередко они фиксировались на тех же участках и также вблизи линейных тектонических нарушений (новейших и молодых разломов). Это означает, что в таких местах они возникали неоднократно и с последними соотносятся не только пространственно, но и генетически, т.е. предопределены «живой» разломной тектоникой.

Устанавливаемые признаки позволяют рассматривать деформации следствием процессов геодинамических, импульсных, возникавших в процессе дегляциации периферической полосы за краем ледникового покрова по мере его сокращения. С учетом признаков латеральной направленности воздействий, как это обнаруживается в ряде мест в локальных деформациях ЛГ и других рыхлых отложений, объяснение таких структурных нарушений сейсмическими и сеймотектоническими воздействиями становится наиболее приемлемым. Новый уровень познания сейсмической активности в регионе за тысячелетия, определяемый по независимым признакам, заключается в том, что вся территория Балтийского щита и прилежащие к ней части Русской плиты подвергались в поздне- и послеледниковое время, вплоть до последних 0.5 тыс. лет, редким, но мощным землетрясениям. Изучение деформаций в ЛГ вполне с такими выводами вполне согласуется.

Литература:

1. Яковлев С.А. Наносы и рельеф окрестностей Ленинграда. Ч 1, Ч. 2. Л. 1926.
2. Марков К.К. Развитие рельефа Северо-Западной части Ленинградской области. Тр. Гл. геол.-развед. Управления. Вып. 117. М.-Л. 1931. 253 с.

**ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ В НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ  
БАССЕЙНАХ СЕВЕРНОГО И ЦЕНТРАЛЬНОГО КИТАЯ.  
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АСПЕКТ**

**И.Г.Печенкин**

*ВИМС, Москва, e-mail: pechenkin@vims-geo.ru*

Рассмотрены постседиментационные изменения в осадочных бассейнах Северного и Центрального Китая. Их последовательность и взаимоотношения связаны с тектонической активизацией новейшего времени. Коллизия Евразийской и Индийской литосферных плит обусловила интенсивное преобразование осадочной толщи. Стадиальные изменения пород на начальном этапе активизации сменились наложенными, которые



связаны как с процессами восстановительного, так и окислительного эпигенеза, играющими различную роль при формировании минерагенической специализации осадочных бассейнов.

Район исследования (Северный и Центральный Китай) расположен в восточной части Евразийской плиты, вмещающей многочисленные разнотипные осадочные бассейны (ОБ). Его современное тектоническое строение обусловлено сжатием в результате коллизии новейшего времени Индийской плиты с юго-запада и субдукцией Тихоокеанской с востока [4]. Происходившие в результате пульсационной активизации изменения пород наиболее отчетливо проявлены в нефтегазоносных бассейнах. Стадиальные преобразования осадочной толщи способствовали формированию в них многочисленных месторождений углеводородов. Их последующее разрушение в аконсервационных зонах обеспечило проявление интенсивного восстановительного эпигенеза, выраженного в каолинизации, доломитизации, хлоритизации, обелении и других наложенных на осадочную толщу изменений. Это характерно как для бассейнов на древних платформах (Ордос, Цайдамский, Таримский), так и для бассейнов в опущенных частях консолидированных блоков (Сунляо, Джунгарский) и третичных бассейнов в зонах растяжения под влиянием субдукции Тихоокеанской плиты (бассейны Восточного Китая) [3].

Эти процессы превалируют на первых этапах активизации в краевых частях бассейнов, а затем тяготеют и к их центральным областям в связи с зонами разломообразования, где формируются локальные области разгрузки газо-водного флюида. Южные части бассейнов, примыкающие к области высокого орогена и подверженные наибольшему стрессовому давлению, характеризуются погружением под надвигающиеся чешуи горного обрамления. На таких участках отмечается наличие интенсивной цементации пород. Цемент, как правило, карбонатный, реже проявляется окварцевание. Последующие изменения, связанные с инфильтрацией грунтовых и пластовых кислородных вод, создают предпосылки формирования окислительной кислородной зональности. С ней связаны условия образования полиминерального оруденения на восстановительных геохимических барьерах [1].

Последовательность процессов формирования наложенных изменений окислительного и восстановительного ряда и их взаимосвязь – один из ведущих факторов, влияющих на распределение полиминерального оруденения. Порядок и взаимоотношение эпигенетических процессов определяют особенности рудогенеза различных частей нефтегазоносных бассейнов. Их выявление на основе специализированного картирования позволяет определять перспективы как локальных участков недр, так и крупных геологических структур. Это хорошо видно на примере Ордосского бассейна. Здесь выделен ряд этапов эпигенеза, связанного с процессами орогенеза [2].

Среднеюрско-раннемеловой этап характеризуется интенсивным сжатием краевых частей бассейна, особенно на западе территории. Здесь уже с поздне триасового времени сформировался ряд надвиговых структур. Площадь бассейна максимальная для Mz-Kz времени. Его центральная и южная части – области интенсивной генерации и миграции углеводородов. Поздне меловой-среднепалеогеновый этап – время продолжения сжатия Ордосского блока и его вращения против часовой стрелки, что происходило на фоне смены основных геодинамических напряжений на западное и северо-западное направление. Такая ситуация способствует разломообразованию и началу формирования грабенов. Идет интенсивное погружение с осадконакоплением в обрамляющих плиту грабеновых структурах. При этом общая площадь осадконакопления уменьшается. Продолжающееся погружение осадочной толщи пород приводит к расширению областей нефтегазогенерации и миграции новых порций углеводородных флюидов к очагам разгрузки. На северо-востоке территории появились предпосылки для развития окислительного эпигенеза от северного и восточного бортов впадины. Позднепалеоген-миоценовый этап связан с началом заключительной фазы гималайской активизации. Это время роста областей питания пластовых вод. Запад-юго-западный борт впадины надвигается на Ордосскую синеклизу, что приводит к уменьшению ее размеров. Возрастает интенсивность разломообразования. Скорости осадконакопления в пределах грабенов резко увеличиваются. Наиболее интенсивно расширяются грабены на северо-западе и севере региона. Они приобретают облик, близкий к современному. Расширение юго-восточной системы грабенов более скромное. Разрастаются области нефтегазогенерации. Интенсивность миграции углеводородов к очагам разгрузки усиливается в течение всего этапа, достигая максимума в его конце. Плиоцен-голоценовый этап характеризуется завершением создания современного структурного плана. Юго-западный и западный борта впадины испытывают максимальное геодинамическое давление, сбрасываемое в надвиговых системах. Вращательное движение против часовой стрелки относительно стабильного Ордосского блока завершает образование опоясывающих его грабеновых систем. Большая часть разрывных нарушений локализуется вдоль бортов впадины и грабенов. В пределах Ордосского блока они тяготеют к его северной части. Наибольшие площади охватывают области нефтегазогенерации. Преобладающая латеральная миграция углеводородных флюидов сменяется в ряде мест на субвертикальную. Изменения восстановительного ряда проявляются в виде обеления, доломитизации, гематитизации, пиритизации, битуминизации разреза. При длительной латеральной миграции или субвертикальном перетоке флюидов из палеозойских коллекторов отмечается интенсивная хлоритизация первично окисленных пород. Наиболее характерны такие изменения для района северо-востока Ордоса.

В итоге в регионе установлено несколько этапов тектогенеза. На его фоне происходит взаимодействие эпигенетических окислительных и восстановительных процессов. Генерация нефтегазовых восстановителей преимущественно вершилась в южной части Ордосской впадины. Направление движения углеводородных флюидов определялось геодинамическими условиями, часто обуславливающими формирование очагов разгрузки в зонах разломов. На протяжении всех этапов постепенно уменьшалась роль латеральной миграции восстановительных флюидов при возрастании субвертикальной. Полиминеральный рудогенез связан с развитием зон грунтового и пластового окисления. В первом случае его интенсивность низкая, во втором – максимальная. Своего апогея она достигает на северо-востоке синеклизы.

Аналогичные процессы выявлены и в других нефтегазоносных бассейнах Центрального и Северного Китая. Изменения первичных пород происходили при интенсивной активизации региона, имеющей пульсационный характер [1].

#### Литература:

1. Грушевой Г.В., Печенкин И.Г. Металлогения ураноносных осадочных бассейнов Центральной Азии. – М.: ВИМС, 2003. – 102 с.
2. Печенкин И.Г. Связь уранового рудогенеза с эволюцией Ордосской рифтовой системы // Кайнозойский континентальный рифтогенез: Материалы Всероссийского симпозиума с международным участием, посвященного памяти Н.А. Логчева в связи с 80-летием со дня рождения / Под ред. Е.В. Складорова, С.В. Рассказова. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. Т. 2. – С. 29–32.
3. Li Decheng, Li Dawei. Tectonic Types of Oil and Gas Basins in China. Second Edition. Beijing. Petroleum Industry Press, 2003. P. 187
4. Lithospheric Dynamics Atlas of China / Chief Editor: Ma Xingyuan. Beijing: China Cartographic Publishing House, 1989.

## **ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ВТОРИЧНЫХ КАРБОНАТОВ В ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ**

**А.В. Поднебесных**

*ООО «НТЦ ОЙЛТИМ», г. Сочи, e-mail: PodnebesnihAV@oilteam.ru*

В осадочном чехле Западно-Сибирской плиты по данным ряда исследователей [1-2] в тектонически активных зонах наблюдаются минералогические и катагенетические аномалии, которые выражаются в резком возрастании количества аутигенных минералов цемента, в заметных изменениях обломочного каркаса пород, особенностях типоморфизма минералов.

Одним из самых распространенных процессов вторичного преобразования пород-коллекторов можно смело назвать процесс карбонатизации. Как и большинство вторичных процессов, карбонатизация распределена достаточно неравномерно как по площади, так и по разрезу продуктивных пластов и, как правило, приурочена к тектонически активным зонам, по которым разогретые гидротермальные растворы проникают в осадочные горизонты кварц-полевошпатового комплекса породообразующих минералов при высокой роли хлорита и гидрослюда в цементе [3].

Проведенные в рамках данной работы рентгеноструктурные исследования показали, что для описанных выше юрских залежей Новопортовского, Новогоднего, Чатылькынского и Восточно-Мессояхского месторождений характерно наличие карбонатных минералов в виде сидерита, доломита и кальцита. Карбонаты образуют как единичные зерна, которые выполняют редкие поры, так и выступают в роли основных минералов цемента, по типу, как правило, базального. Для пород-коллекторов Восточно-Мессояхского месторождения больше характерен кальцит, а на Новогоднем, Новопортовском и Чатылькыньском месторождениях в общем объеме карбонатов доминируют сидерит и доломит.

В обломочной части неизменных пород-коллекторов содержание полевых шпатов, как правило, находится на уровне 45-50 %, а кварца 30-35 %, отмечено присутствие обломков пород и слюды. Карбонаты заполняют поры между сохранившимися обломками, где формируют базальный или пойкилитовый цемент, который может частично замещать первичный, а также залечивает имеющиеся открытые трещины. Отметим, что породы осадочного чехла отличаются различным содержанием органического вещества и неодинаковой способностью продуцировать кислые (рН около 6,0 – 6,5) восстановительные растворы, которые вызывают сидеритизацию и каолинизацию пород [4] поэтому в породах осадочного чехла Западно-Сибирской плиты часто встречаются карбонатизированные разности пород.

Состав карбонатов меняется в разных стратиграфических комплексах. В юрских отложениях доминирует сидерит, анкерит и доломит, а кальцит находится в подчиненном положении. Исследования керна и шлифов, проведенных автором, говорят о том, что для меловых отложений Западно-Сибирской плиты уже доломит и сидерит находятся в подчиненном положении, а доминирует кальцит. Так, сидерит и доломит присутствуют в трещинах и порах пород юрской толщи на границе с фундаментом, а также в кровельной части пород самого складчатого основания. Сидерит, в таких случаях, практически всегда генетически связан со структурно несовершенным каолинитом [5]. При удалении от зоны контакта «фундамент – чехол» вверх по разрезу происходит уменьшение разновидностей вторичных карбонатов и освобождение их от изоморфных примесей железа и магния.

Вследствие этого доломит – сидеритовая ассоциация уступает место единственному минералу – кальциту.

Как показали предыдущие исследования [6] процесс заполнения пустого пространства в песчано-алевритовом каркасе породы карбонатами происходит на более ранней стадии, чем заполнение цеолитами. В первую очередь, это связано с тем, что формирование карбонатов и цеолитов происходит в разных физико-химических условиях среды. Глинисто-карбонатные компоненты цемента пород-коллекторов обычно формируются в кислой среде, тогда как, для образования цеолитов необходимы щелочные условия среды. Такая закономерность объясняется установленной стадийностью минералообразования для Новопортовского, Новогоднего, Чатылькынского и Восточно-Мессояхского месторождений. Одними из первых образовались регенерационный кварц и каолинит, более поздней по времени образования можно считать хлорита. На последних стадиях происходило формирование карбонатов, которые заполняли пространство между уже сформировавшимися зернами каркаса.

В нижней части разреза (пласты Ю<sub>2-6</sub> Новопортовского месторождения) содержание карбонатов составляет около 42,0 % от общего объема цемента, в средней части (пласты Ю<sub>1-2</sub> Чатылькынского месторождения) эта цифра уменьшается до 31,0-34,0 %, а для пластов верхней части разреза (нижней части меловых отложений Новогоднего и Восточно-Мессояхского месторождений) равна 25,0 %. Такой характер распределения карбонатов очень четко коррелируется с удаленностью пластов по разрезу от контакта осадочных пород с доюрским основанием Западно-Сибирской плиты (Рисунок 1).

Процесс формирования карбонатов продолжался достаточно продолжительное время и по времени совпадает с фазами тектонической активности региона. По данным изучения шлифов нельзя говорить только об эпигенетическом характере происхождения карбонатов. Какая-то часть карбонатного материала накапливалась при формировании первичных осадков и перераспределялась на стадии катагенеза.

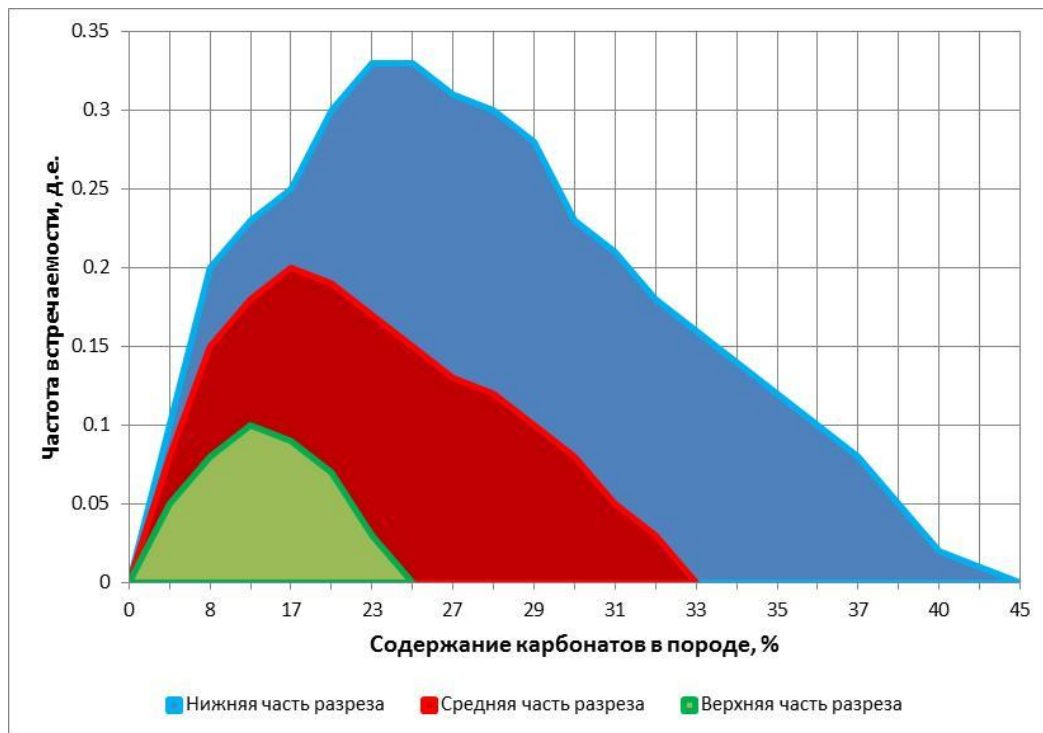


Рисунок 1 - Изменение содержания карбонатов по разрезу в васюганской, тюменской, сиговской и суходудинской свитах

#### Литература:

1. Зубков М.Ю., Дворак С.В., Романов Е.А., Чухранцева В.Я. Гидротермальные процессы в шеркалинской пачке Талинского месторождения (Западная Сибирь) // Литология и полез. ископаемые. 1991. №3. С. 122-132.
2. Предтеченская Е.А. Катагенетические изменения ниже-среднеюрских отложений на территории Томской области // Мат-лы регион. конф. геологов Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока России. Томск: Изд. «ГалаПресс», 2000. С. 192-193.
3. Розин А.А., Сердюк З.Я. Преобразование состава подземных вод и пород Западно-Сибирской плиты под воздействием глубинного углекислого газа // Литология и полезные ископаемые. 1970. №4. С. 102-113.
4. Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов (зон гипергенеза). М.; 1968. 332 с.
5. Коробов А.Д., Коробова Л.А., Киняева С.И. Гидротермальные процессы в палеорифтах Западной Сибири и их роль в формировании жильных ловушек УВ доюрского основания Шаимского района // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2004. №12. С. 63-72.
6. Поднебесных А. В., Овчинников В. П. Проблемы диагностики цеолитов и влияние их наличия на разработку продуктивных отложений Мессояхской группы месторождений // Известия ТПУ. - 2014. - Т. 324, № 1: Науки о Земле. - С. 137-145.

# СТРУКТУРНЫЕ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТРЕЩИНОВАТОСТИ В ПРОДУКТИВНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ТАСЕЕВСКОЙ СЕРИИ ЗОНЫ АНГАРСКИХ СКЛАДОВ

**В.В. Пошибаев**

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

В работе в результате проведённых литологических исследований керна определены основные характеристики трещиноватости разреза продуктивных в нефтегазоносном отношении отложений тасеевской серии зоны Ангарских складов: выявлены типы трещин, определены их морфометрические показатели, установлены закономерности их распределения в разрезе. Установлено, что в различных стратиграфических интервалах разреза осадочного чехла интенсивность трещиноватости различна. Проведенные микрозондовые исследования позволили определить состав минералов, выполняющих стенки трещин, и сделать вывод о проявлении по трещинам низкотемпературных гидротермальных процессов.

В последние годы в Ангарской зоне складов на юге Сибирской платформы бурением были вскрыты мощные терригенные толщи, относимые к тасеевской серии позднего рифея-венда. В отложениях были обнаружены крупные залежи газа и газового конденсата в пределах Абаканской, Агалеевской, Ильбокичской, Имбинской, Берямбинской площадей [1]. Этаж газоносности в разрезе осадочного чехла в пределах исследуемого региона составляет более 350 м; в некоторых скважинах дебиты газа составляют более 1 млн кубических метров в сутки [2].

Продуктивность отложений тасеевской серии в значительной степени контролируется литологическим фактором. Многочисленные тонкие гранулярные прослои отложений характеризуются весьма прихотливым распространением.

Существенную роль в фильтрационно-емкостной системе продуктивных отложений играют тектонические трещины. Изучение кернового материала и анализ геолого-промысловых данных позволили установить, что в зоне Ангарских складов многочисленные тонкие песчано-гравийные и песчаные коллекторские прослои тасеевской серии соединяются системой субвертикальных протяженных частично минерализованных трещин.

В различных стратиграфических интервалах разреза осадочного чехла интенсивность трещиноватости различна. Наибольшее количество разнонаправленных трещин и зон дробления отмечается в отложениях шунтарской свиты верхнего рифея и алешинской свиты тасеевской серии.

В отложениях шунтарской свиты (нижняя часть разреза) развиты многочисленные ортогональные трещины различной ориентировки, зоны дробления с зеркалами скольжения, трещины со следами многочисленных горизонтальных сдвигов.

Разрез отложений алешинской свиты тасеевской серии с разной степенью интенсивности нарушен трещиноватостью. В глинистых интервалах разреза часто наблюдаются зоны дробления. В этих отложениях следится система субвертикальных трещин с разной степенью раскрытости. По стенкам трещин в отдельных участках отмечается интенсивная минерализация. Трещина пересекает различные литологические разности: как песчаные, так и глинистые. Субвертикальные тектонические трещины сопровождаются ортогональными к ним горизонтальными. Кроме того, в разрезе наблюдаются наклонные трещины, расположенные под углом к оси керна. По трещинам наблюдаются активные процессы вторичной минерализации и оглеения, которое проявляется в виде вытянутых вдоль трещины пятен, что возможно может свидетельствовать о миграции по этим трещинам углеводородных флюидов. Эти флюиды способствовали процессу восстановления трехвалентных форм железа, содержащегося в породе, в двухвалентную форму. Также в отложениях алешинской свиты тасеевской серии зафиксированы зеркала скольжения, на их плоскостях отмечаются деформированные процессами сдвига кристаллы сидерита, что свидетельствует о более поздних, чем трещинообразование активных тектонических процессов.

Тектонические трещины часто взаимопересекаются, что указывает на одновременность их образования. Часть из них имеет извилистый характер.

Интенсивность трещиноватости в вышележащих отложениях резко падает. Исключение составляет система протяженных субвертикальных трещин с различной степенью раскрытости и минерализации (Рисунок 1).

В верхней части разреза (отложения венда) наблюдаются горизонтальные сдвиги слоек толщиной 1-2 см. Эти сдвиговые деформации разрывают тело трещины, заполненные вторичными кристаллами доломита на отдельные сегменты. Такого рода деформации являются следствием напряжений сжатия.

Изучение минерального выполнения стенок трещин проводилось с помощью методов растровой электронной микроскопии и микрорентгеноспектрального анализа. В результате проведенных исследований было установлено, что трещины минерализованы кристаллами железистого сидерита, доломита и ангидрита. При этом в нижней части разреза стенки трещин минерализованы преимущественно кристаллами железистого сидерита (алешинская свита тасеевской серии), стенки трещин средней части разреза (чистяковская свита тасеевской серии) минерализованы кристаллами доломита. В верхней части разреза (мошакская свита тасеевской серии) стенки трещин минерализованы преимущественно сульфатами.

По всему изучаемому разрезу в минерализованных трещинах отмечаются аутигенные кристаллы барита и кварца (Рисунок 2). Парагенез минералов, выполняющих стенки трещин,



вероятно свидетельствует о низкотемпературных гидротермальных процессах, протекающих по стенкам трещин.

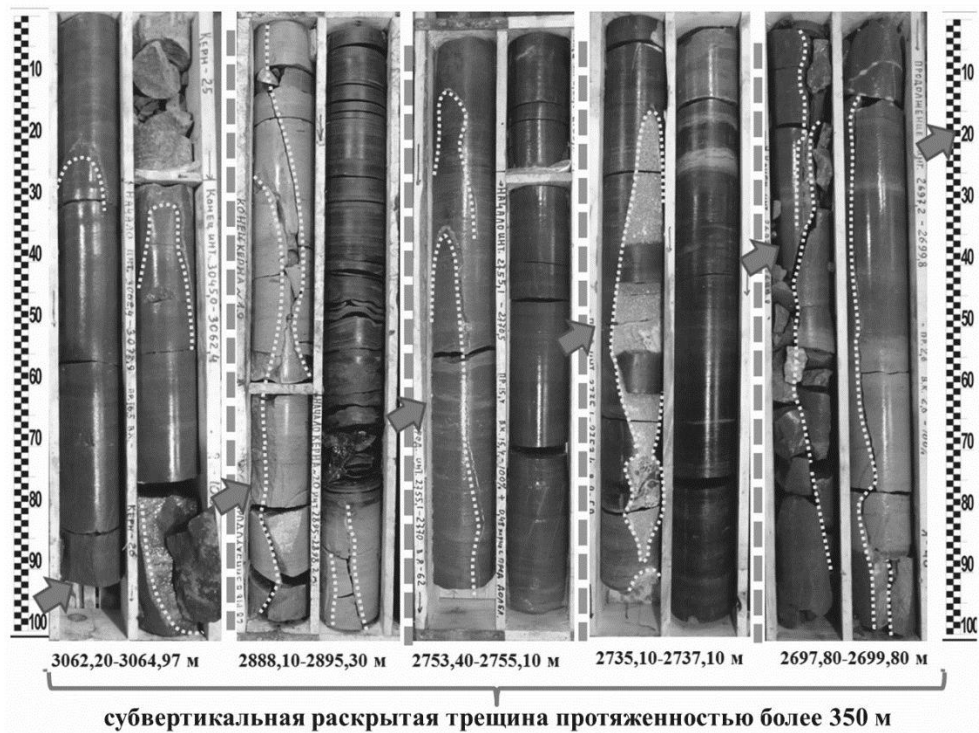


Рисунок 1 - Протяженные субвертикальные трещины в отложениях рифея-венда в зоне Ангарских складок

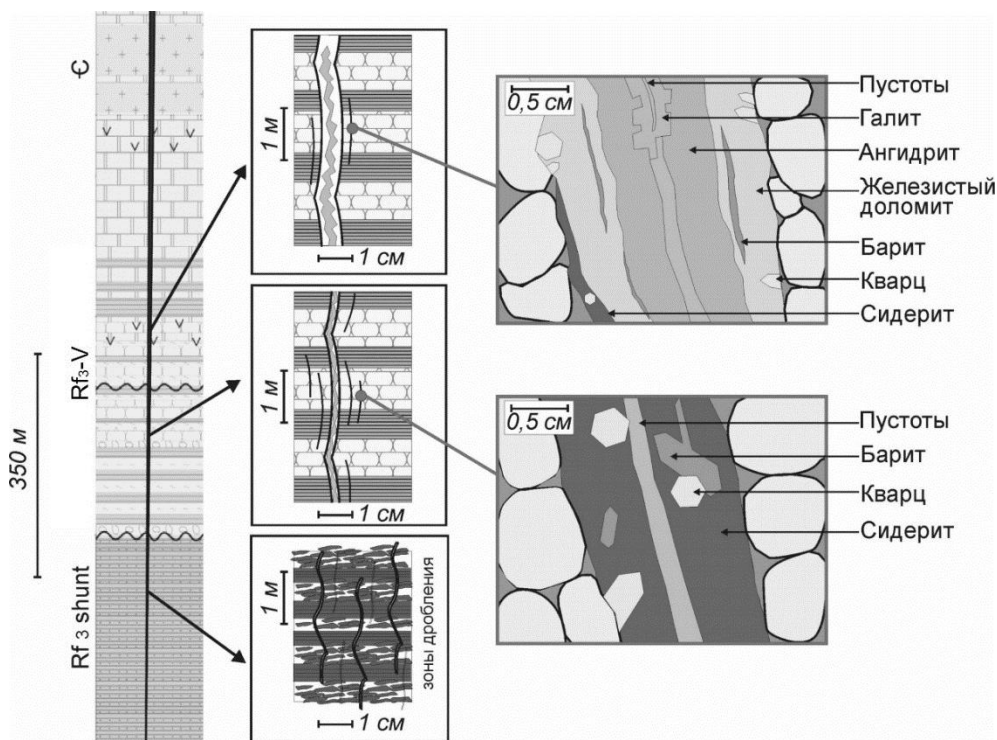


Рисунок 2 - Минерализация трещин в зоне Ангарских складок

#### Литература:

1. Постникова О.В., Фомичева Л.Н., Соловьева Л.В., Пошибаев В.В., Коновальцева Е.С. Природные резервуары рифей-венд-кембрийского осадочного бассейна юга Сибирской платформы: особенности строения и закономерности размещения / Геология нефти и газа, 2010, №6. - С. 54-64.
2. Мельников Н.В., Мельников П.Н., Смирнов Е.В. Зоны нефтегазонакопления в районах проведения геолого-разведочных работ Лено-Тунгусской провинции / Геология и геофизика, 2011, т.52, №8, с. 1151-1163.

## **ВТОРИЧНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ВАСЮГАНСКОЙ СВИТЫ (ШИНГИНСКАЯ РАЗВЕДОЧНАЯ ПЛОЩАДЬ, ТОМСКАЯ ОБЛАСТЬ)**

**Ю.В. Ростовцева<sup>1</sup>, Бин Хань<sup>2</sup>**

<sup>1,2</sup>МГУ, Москва,

<sup>1</sup>e-mail: rostovtseva@list.ru,

<sup>2</sup>e-mail: bin.khan@mail.ru

Изучены пласты Ю<sub>1</sub><sup>м</sup>, Ю<sub>1</sub><sup>2</sup>, Ю<sub>1</sub><sup>1</sup> васюганской свиты, пробуренные в пределах Шингинской разведочной площади Томской области (Западная Сибирь). Установлено соответствие рассматриваемых отложений концу раннего катагенеза с развитием углекислого и щелочного метасоматоза. Выявлено, что вторичная карбонатизация происходила на разных этапах породообразования и была связана с действием инфильтрационных и поровых вод, а также прогретых минерализованных глубинных растворов.

Коллекторские свойства пород определяются генезисом и вторичной преобразованностью отложений. Трудности, возникающие при поисках продуктивных пластов в верхнеюрских отложениях васюганской свиты Западной Сибири, во многом связаны с резкой фациальной изменчивостью этих толщ, а также с неоднородностью проявлений вторичных процессов [1,2]. В результате изучения пластов Ю<sub>1</sub><sup>м</sup>, Ю<sub>1</sub><sup>2</sup>, Ю<sub>1</sub><sup>1</sup>, пробуренных на глубинах 2713–2688 м в пределах Шингинской разведочной площади (Томская область), определено соответствие этих отложений концу раннего катагенеза, а также выявлено действие углекислого и щелочного метасоматоза. Отложения представлены переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников, накопление которых происходило сначала в условиях развития дельтового комплекса, а затем в прибрежно-морской обстановке при формировании волновых баровых тел. Песчаники и алевролиты по составу отвечают собственно аркозам и граувакковым аркозам. В поровом пространстве песчаников, в зависимости от генезиса отложений, наблюдаются следы первичного глинистого заполнителя, а также каолинитовый (в отдельных порых хлоритовый) и/или кальцитовый (поровый, спаритовый или пойкилитовый) цемент. В глинистой составляющей отложений рентгеноструктурным

анализом выявлено присутствие гидрослюды, смектитов, смешанослойных минералов (типа хлорит-смектит и слюда-смектит), каолинита и хлорита.

Среди вторичных изменений в отложениях отмечаются признаки диагенетического аутигенеза (карбонатизация (в основном сидеритизация) и пиритизация), а также катагенетических преобразований, вызванных действием литостатического давления и миграцией минерализованных прогретых вод (рис.). В изучаемых песчаных отложениях литостатическое давление отразилось в уменьшении порового пространства первичных осадков, а также в развитии инкорпорации, гравитационной коррозии с образованием микростилолитовых швов, частичной регенерации (10-20% по зернам Q и ПШ) и микротрещиноватости. Все эти виды вторичных изменений были осложнены проявлением углекислого и щелочного флюидного метасоматоза.

Углекислый метасоматоз обусловил каолинитизацию. Развитие хорошо ограниченных кристаллов каолинита, местами образующего червеобразные сростки и корродирующего каёмки регенерационного кварца, установлено в порах песчаников волнового генезиса, присутствующих в пласте Ю<sub>1</sub><sup>1</sup> изучаемых толщ. Образование аутигенного каолинита отмечается в пластах песчаных пород, отличающихся хорошей первичной отмытостью. Появление аутигенного каолинитового цемента в песчаниках положительно сказалось на ёмкостно-фильтрационных параметрах продуктивных горизонтов. Источником вещества для образования каолинита могли служить обломки слюд и полевых шпатов, обильно содержащиеся в рассматриваемых песчаниках и алевролитах.

Карбонатизация, ухудшающая коллекторские свойства пород, осуществлялась в несколько этапов. По данным изотопного анализа и морфологическим признакам выделяется аутигенный кальцит двух основных типов. Образование вторичного кальцита первого типа связано с перераспределением первичного карбонатного вещества, захороненного в осадках. Кальцит этого типа характеризуются изотопным составом углерода и кислорода ( $\delta^{13}\text{C} = -2,8$  PDB и  $\delta^{18}\text{O} = -3,3$  PDB), свойственным для пресноводных и диагенетических карбонатов. Выделение подобного кальцита происходило на более ранней стадии преобразования пород, по-видимому, под действием инфильтрационных и поровых растворов. Аутигенный кальцит второго типа, образующий пойкилитовый цемент в песчаниках и заполняющий микротрещины, отличается более облегченным изотопным составом кислорода ( $\delta^{13}\text{C} = -5,3$  ‰ PDB,  $\delta^{18}\text{O} = -13,2$  ‰ PDB и  $\delta^{13}\text{C} = -12,1$  ‰ PDB,  $\delta^{18}\text{O} = -18,2$  ‰ PDB), в большей степени соответствующим карбонатам прогретых минерализованных вод. Особенности геодинамического режима, активизацией разломов, формированием залежей углеводородов могла контролироваться миграция флюидов. В песчаниках с развитием как каолинитового, так

и пойкилитового кальцитового цемента по морфологическим признакам установлено более позднее проявление щелочного, а не углекислого метасоматоза.

На завершающем этапе флюидного метасоматоза, как при каолинитизации, так и карбонатизации пород, формировались сульфиды. Выделяются и другие проявления сульфидизации. Массовое образование пирита происходило на стадии диагенеза в слабо литифицированных осадках (Рисунок 1). Скопления тонких зерен пирита наблюдаются в отдельных чешуйках биотита.



Рисунок 1 - Основные типы вторичных преобразований изучаемых отложений васюганской свиты (Шингинская разведочная площадь, Томская область)

#### Литература:

1. Белозеров В.Б. Палеогеографические особенности формирования нефтеносных пластов васюганской свиты Западной Сибири/ Известия Томского политехнического университета. 2007. Т. 311. №1. С.67-72.
2. Перозио Г.Н. Эпигенез терригенных осадочных пород юры и мела центральной и юго-восточной частей Западно-Сибирской низменности. М.: Недра.1971. 160 с.

## **ЭВОЛЮЦИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ГЛИН В ЗАВИСИМОСТИ ОТ УСЛОВИЙ ИХ СЕДИМЕНТАЦИИ И ДИАГЕНЕЗА (НА ПРИМЕРЕ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ)**

**А.Д. Савко<sup>1</sup>, В.А. Свиридов<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>ВГУ, Воронеж, e-mail: savko@geol.vsu.ru

<sup>2</sup>ВГУ, Воронеж, e-mail: junior-vlad@mail.ru

На примере кайнозойских отложений Воронежской антеклизы показаны зависимость минерального состава глин от фациальных условий их формирования и диагенеза. Установлено преобразование глинистого вещества, унаследованного от источников сноса, на стадиях гальмеролиза, диагенеза и эпигенеза, что приводило к существенному изменению минерального состава пелитов.

Проведенное изучение геологии и минералогии глин палеогена и неогена Воронежской антеклизы показало весьма сложный характер их распределения по площади и разрезу. Для существенно монтмориллонитовых морских глин палеоцена (сумская) и эоцена (киевская свиты) установлены принципиальные отличия по составу и количественным соотношениям глинистых минералов и фитопланктона. В формировании глин выделяется четыре стадии.

*Первая* отвечает времени формирования глинистого осадка. Его состав во многом определялся таковым в источниках сноса. Согласно работе [1] в палеогеновое время моря трансгрессировали с юга, а источники сноса находились в северной части нынешней Среднерусской возвышенности, где на дневную поверхность выходили и размывались терригенно-карбонатные образования верхнего девона и терригенного нижнего мела. Глинистая составляющая в них представлена гидрослюдой и каолинитом, поступавшими в палеогеновые осадки, непосредственно залегающие на маломощной (0.1-1.0 м) коре выветривания карбонатных пород. При седиментации осадок обогащался органикой, в составе которой значительную роль играли организмы с кремнистым скелетом для сумской и карбонатным для киевской свит.

На *второй* стадии – гальмиролиза, индикатором которой является аутигенный глауконит, в закисно-окисных условиях нейтральной или слабокислой (влияние органики) среды в бентонитовых глинах сумской свиты происходила трансформация гидрослюды с

образованием смешанослойного минерала гидрослюда+монтмориллонит. Одновременно, в результате миграции калия из кристаллической структуры гидрослюда в водную среду, формировался монтмориллонит. Каолинит в таких условиях оставался относительно устойчивым. В пользу такой точки зрения свидетельствует резкое уменьшение количеств гидрослюда в сумских глинах, тогда как этот минерал является преобладающим в пелитолитах источников сноса. Масштабность рассматриваемого процесса зависит от количества органики в осадке. В киевских бентонитах, в отличие от сумских, гораздо меньше органических остатков, поэтому гидрослюда первых, хотя и трансформированная, является, наряду с монтмориллонитом, породообразующим минералом.

В *третью* стадию, диагенетическую, после перекрытия осадка и израсходования значительной части органики, направленность преобразования глинистого вещества меняется. Последующее преобразование осадка в условиях высокощелочной среды и израсходования органики приводило к практически полному разложению каолинита и формированию преимущественно монтмориллонитового состава глин с примесью смешанослойного минерала гидрослюда+монтмориллонит. При этом образовались повышенные количества аморфного кремнезема не только за счет минеральных остатков кремнистых организмов, но и SiO<sub>2</sub> силикатов. Результатом этих процессов стало появление наиболее качественных бентонитовых глин сумского возраста.

Присутствие щелочей и щелочноземельных элементов способствовало резкому повышению pH, разложению неустойчивого в такой среде каолинита и образованию монтмориллонита из растворенных компонентов в осадке, а также через трансформационные процессы с образованием смешанослойного минерала каолинит+монтмориллонит [2]. Такая ситуация характерна при образовании киевских глин.

В *четвертую* стадию, после отжатия большей части поровых вод, происходило формирование очень мелких кристаллов высококремнистого цеолита – клиноптилолита на месте растворенных карбонатных раковин, а также в порах образованной породы.

Глинистые породы *неогена* развиты на трех стратиграфических уровнях – раннемиоценовом на юго-западе КМА, позднемиоценовом на востоке региона и раннеплиоценовом в бассейне Палеодона. На первом хорошо выражены озерные фации с глинами, на втором лиманные трансгрессирующего с юга сарматского морского бассейна. В раннем плиоцене произошло поднятие территории и глинистые породы могли формироваться только в старичных водоёмах аллювиальной равнины.

В раннемиоценовое время образование глинистых пород происходило за счет размыва кор выветривания и осадочных образований палеогена, в первую очередь полтавских, представленных «зрелыми» отложениями, в которых обломочная часть представлена

кварцевыми зернами, а в глинистой составляющей значительную роль играл каолинит [3]. Озерные глины унаследовали минеральный состав пород источников сноса.

В позднем миоцене на южную часть Окско-Цнинской низменности, раскинувшейся от нынешнего Дона до Хопра, и представляющей аллювиальную равнину, дважды трансгрессировало сарматское море, превращая её в обширный солонатоводный залив лиманного типа, где формировались песчано-глинистые осадки. В его восточной части образовались довольно мощные и выдержанные глинистые толщи горелкинской свиты, в составе которых преобладает диоктаэдрический монтмориллонит щелочноземельного типа.

Источник сноса находился на севере, где размывались нижнемеловые и девонские породы, глинистая часть которых состояла преимущественно из гидрослюд и каолинита. Существенно монтмориллонитовый состав верхнемиоценовых глин объясняется диагенетической переработкой осадка в условиях щелочной среды путем трансформации кристаллических структур гидрослюд в монтмориллонитовые, а также разложения каолинита. Косвенными признаками этому служат наличие смешанослойных минералов гидрослюда+монтмориллонит, а также наличие изъеденных гексагональных кристаллов каолинита, неустойчивого в щелочной среде.

В раннеплиоценовое время формируется аллювиальная равнина с четким разделением руслового и пойменного аллювия. С последним связаны старичные озера, тяготеющие к локальным положительным структурам, где отлагались дисперсные глины значительной мощности и мелкозернистые пески и алевриты в противоположность грубозернистым пескам и маломощным глинам в межструктурных понижениях. Аллювий последнего типа характерен и для притоков к основным руслам.

Глинистые породы могли подвергаться проточному диагенезу, детально описанному для аптских огнеупорных глин Латненского и Криушанского месторождений [4]. Об этом свидетельствуют смешанослойные минералы каолинит+монтмориллонит в усманских глинах, а также появление каолинитовых разностей огнеупорного типа.

Таким образом, прецизионные исследования минерального состава глин позволяют установить эволюцию пелитового вещества, унаследованного от источников сноса, в процессах седиментации, гальмиролиза, диагенеза и эпигенеза. Важную роль при этом играет не только органическое вещество биоса, но и минеральный состав скелета. Поэтому наличие высоко реакционного биогенного кремнезема в сумских образованиях определило в них формирование наиболее качественных бентонитовых глин палеогена.

#### Литература:

1. *Бартенев В.К., Савко А.Д.* Литология, фации и полезные ископаемые палеогена ЦЧЭР / Труды научно-исследовательского института геологии Воронежского государственного университета. – Вып. 7. Воронеж : Изд-во Воронеж. ун-та, 2001. – 146 с.
2. *Бортников Н.С., Савко А.Д., Новиков В.М. и др.* Необычная ассоциация смешанослойных минералов в бентонитовых глинах палеогена Воронежской антеклизы // ДАН, 2015. Т.460, №3. –С.319-323.
3. *Холмовой Г.В., Савко А.Д., Дмитриев Д.А. и др.* Глины и условия их образования в неогене Воронежской антеклизы // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология. – Воронеж, 2014. – № 2. – С. 30-35.
4. *Савко А.Д., Михин В.П.* Литология аптских отложений междуречья Дон-Ведуга // // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология. – Воронеж, 2000. – № 3 (9). – С. 56-68.

## **ЭВОЛЮЦИЯ ГИПЕРГЕННОГО МИНЕРАГЕНЕЗА В РАННЕГЕРЦИРСКИЙ ЭТАП. ОПЫТ ИСТОРИКО-МИНЕРАГЕНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА**

**А.Д.Савко<sup>1</sup>, Л.Т.Шевырёв<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>ВГУ, Воронеж, e-mail: savko@geol.vsu.ru

<sup>2</sup> ВГУ, Воронеж, e-mail: shevpp@yandex.ru

Рассмотрена эволюция экзогенного рудогенеза в среднем девоне–раннем карбоне для шести вновь выделенных историко-минерагенических провинций. Показано, распределение бокситов, железных руд, медистых песчаников и т.д. закономерно менялось в тесной связи с миграцией палеоширот, особенно экваториальной зоны.

Настоящее обобщение материалов по раннегерцинскому экзогенному минерагенезу на континентах Земли продолжило череду сообщений авторов, сделанных на VI и VII Литологических совещаниях и посвященных минерагенезу в докембрии и раннем палеозое [1, 2]. Длительность раннегерцинского этапа рассматривают от начала эмского века (D<sub>1e</sub>) до конца серпуховского времени (C<sub>1s</sub>) включительно, т. е. в интервале 390-320 млн лет назад. Палеогеографию и минерагенез этого времени изучали В. Н. Тихий [3], Н. М. Страхов, С. В. Тихомиров, А. Д. Савко (девон и карбон), О. Л. Эйнон, Б. М. Келлер [4, 5], В. И. Сиротин, Н. А. Ясаманов и др. В этот этап сформировался обширный комплекс экзогенных полезных ископаемых в Евразии и, меньше, на континентах Нового Света. Его аналоги не известны в Африке, Австралии, Антарктиде. Авторы различают для этапа шесть историко-минерагенических провинций (ИМП): I – Европейскую, II – Уральско-Казахстанско-Гималайскую, III – Восточносибирскую, IV – Восточнокитайскую, V – Перилавrentийскую, VI – Бразильскую. Каждая характеризуется собственными комплексами полезных ископаемых, составы которых обусловлены палеоклиматами и тектоническими обстановками.



Для среднего девона приэкваториальная зона трассируется с северо-запада на юго-восток месторождениями бокситов Ухтинской группы Среднего Тимана (Верхневорыквинское, Вежаю-Ворыквинское, Верхнешугорское) – Вагранского района – Ивдельскими (все в Свердловской области) – Кыштымскими (под Челябинском) – Салаирского кряжа (Обуховское и др.) – Южной Ферганы (доживетские Акшагыл, Катранбаши, Окна, Шадымир и др. [7]) – Пакистана (Домунгол). В пределы зоны попадают титан-циркониевые, алмазоносные, редкометалльные россыпи: Северного Тимана (Сувойская, D<sub>3fa</sub>), Среднего Тимана (Пижемская, D<sub>2-3</sub>; Ичеть-Ю, D<sub>3</sub>), Южного Тимана (Ярёгская), Воронежской антеклизы (Павловская, Верхне– и Нижнемамоновские, D<sub>3js</sub>). В отличие от бокситов и россыпей, аккумуляции Cu, Zn, Pb в осадочных породах не обнаруживают столь тесных связей с палеоширотными территориями. Они выявлены в приэкваториальных рудных районах (Атбасарский, Верхне-Ишимский, Джезказганский, Терсакканский, Улутау, Центральный Казахстан; Ящик (Новая Земля); Хандиза (Южный Гиссар), на Воронежской антеклизе (Липов Куст, Подколодновка), в Большом Каратау и др. Часть крупных меднорудных объектов значительно удалены от экватора – Медзяна Гура (Свентокшиские горы, Польша), Орулганский антиклинорий (Верхоянье) и т. д. Концентрированно (кластерами), на площадях обоих полушарий распространены девонские промышленные скопления Fe и Mn. В Европейской ИМП это мирового уровня аккумуляции сидеритов **Эрцберг** (Erzberg) в Австрии, лимонитов Шляйц (Schleiz) - ФРГ, мартиты Старооскольской группы КМА. На севере Восточнокитайской ИМП распространены руды платформенные оолитовые гематитовые, частично сидеритовые типа Ниньсянь (D<sub>2</sub>, но не позднее D<sub>3</sub>), южной – послесреднеордовикские-допозднекаменноугольные массивные гематитовые и бурожелезняковые типа Шаньси (на континентальных поднятиях под отложениями C<sub>2-3</sub>). Бразильская ИМП известна девонскими оолитовыми железняками синеклиз: Амазон (Amazon), месторождение Жатапу (Jatapu); Парана (Paraná), Серра ду Ронкадор (Roncador); Парнаиба (Parnaíba), Парайзу ду Норте (Paraiso do Norte).

Залежи среднедевонских калийных солей формации Прэри (Prairie) сконцентрированы в бассейне Виллистон (Williston), штаты Монтана и Северная Дакота США, провинции Саскачеван и Манитоба Канады (рисунок). Бассейн также именуют Элк Пойнт (Elk Point) и Саскачеван (Saskatchewan). Позднее (D<sub>3</sub>-миссисипий) там же накопились сланцы (нижняя и верхняя части разреза) и песчаники (средняя часть) формации Баккен (Bakken), одного из основных источников «сланцевого» (на самом деле, продуктивны только песчаники средней части) газа США. В Шаталовской впадине Припятского прогиба калийные соли Старобинского месторождения – данково-лебединские D<sub>3fm</sub>.

В девоне срединная линия экваториальной зоны срезала под углом 70° современные параллели. Северный полюс был в районе архипелага Филиппин. В турне этот угол уменьшился до 55°, в визе – до 10°. Северный полюс карбона помещают в район устья р. Лена [3, 5]. Явление миграции климатических зон в течение этапа подтверждено заметными изменениями сравнительно с девоном в распространении визейских (по преимуществу) бокситов полосы: Эршайр (Шотландия)–Нова Руда (Польша)–Тихвин–Южный Тиман–Белгород.

Комплекс экзогенных полезных ископаемых  $C_1$  близок ранне–среднедевонскому, однако, в нем заметнее вклад стратоподобных аккумуляций Cu, Zn, Pb. Это район Нью Брансуик, юго-восток Канады; Ирландская полиметаллическая рудная провинция, объекты Галмой (Galmoy), Гландалак (Glandalough), Гортдрам (Gortdrum), Лишин (Lisheen), Наван (Navan, Tara), Силвермайнс (Silvermines), Баллиноу (Ballynoe), Би-зоун (B-zone), Тайнаг (Tynagh), все  $C_1$ ; Приалданье (Курпажа). Тогда же в Казахстане (Джезказган) начали накапливаться медистые песчаники основной рудоносной владимирской свиты ( $C_1^3$ – $P_1$ ).

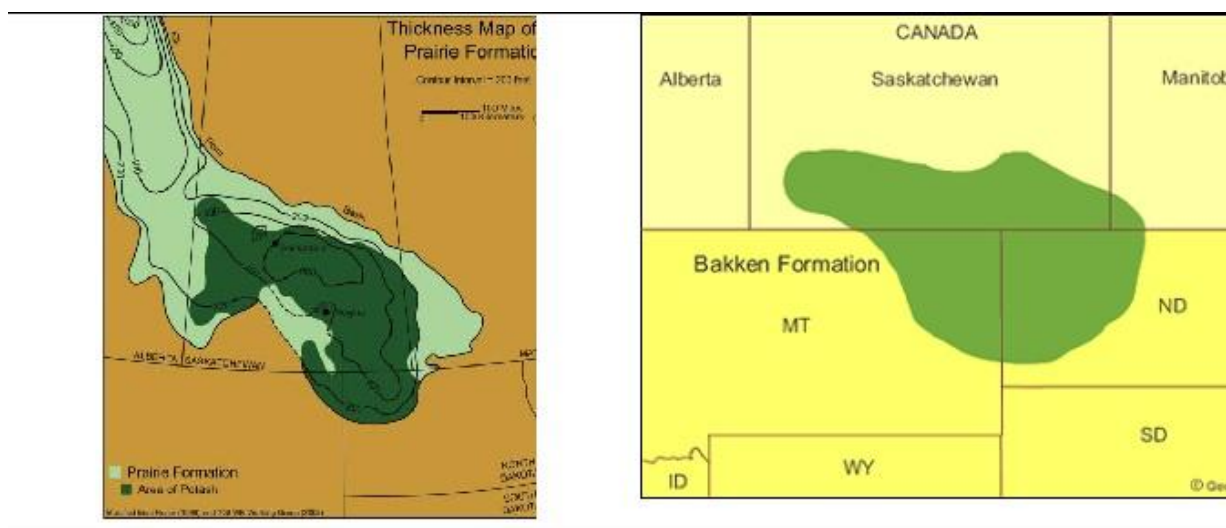


Рисунок 1 - В бассейн Виллистон (Williston) на границе США и Канады (начало формирования в среднем кембрии или ордовике) после перерыва в  $S-D_1$  отложились калийные соли формации Прэри (Prarie Evarogite,  $D_2$ ). Их поле на левой схеме изопакит выделено темным. Справа – распространение в этом же бассейне формации Баккен (Bakken),  $D_3$ –миссисипий. Ее средняя пачка песчаников в сланцевой толще – основной источник «сланцевого» газа США [6, 8]

#### Литература:

1. Савко А. Д., Шевырев Л. Т. Ученые записки Казанского университета. Серия Естественные науки. 2011. Том 153. Книга 4. – С. 70-96.
2. Савко А. Д., Шевырёв Л. Т. Эволюция гипергенного минерогенеза в каледонский этап. Опыт историко-минерогенического анализа. Материалы VII Всерос. литолог. сов. (Новосибирск, 28–31 октября 2013 г.). В 3 т. – Новосибирск : ИНГГСО РАН, 2013. – Т. 3. – С.54-59.

3. Тихий В. Н. Девонская система (период) / В. Н. Тихий // БСЭ – 3-е изд. [в 31 т.] – Т. 8. – 1972. – С. 11–15.
4. Эйно́р О. Л. Келлер Б. М. Каменноугольная система (период). БСЭ – 2-е изд. [в 51 т.] – Т. 19. – 1953. – С. 492–500.
5. Эйно́р О. Л. Каменноугольная система (период). БСЭ – 3-е изд. [в 51 т.] – Т. 11. – 1973. – С. 253–258.
6. Bakken Formation Oil & Gas | Map, News, Lease, Royalty Info [Электронный ресурс] geology.com › Oil and Gas (Дата обращения 14.02.15)
7. Gutkin Ye.S. Devonian bauxites in Southern Fergana / Ye.S. Gutkin & B.Ye. Dmitruk // International Geology Review, 1969. – Volume 11. – Issue 2. – P. 156-164.
8. Potash in North Dakota - Department of Mineral Resources [Электронный ресурс] <https://www.dmr.nd.gov/.../PotashArticle.pdf> (Дата обращения 14.02.15)

## **ЛИТОГЕНЕЗ БАРОВЫХ ПЕСЧАНИКОВ КАМЕНСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО КАРБОНА ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА**

**Г. М. Седаева**

*МГУ, Москва, e-mail: [sedaeva-mgu@mail.ru](mailto:sedaeva-mgu@mail.ru)*

На основе детального стадийного анализа моногенетических полимиктовых песчаников выявлено, что постдиагенетические их преобразования специфичны и часто неоднозначны на разных стадиях литогенеза и углефикации как по разрезу, так и на площади, и зависит от структуры, состава и количественного соотношения между собой исходных компонентов псаммитов в обломочной и цементирующей их массе. На ранней и поздней стадиях катагенеза преобладают минеральные новообразования над структурно-текстурными преобразованиями, а на стадии метагенеза резко возрастает роль структурно-текстурных изменений над аутигенным минералообразованием.

В разрезах угленосных отложений Донецкого бассейна наблюдаются уровни накопления мощных толщ песчаников от 10-15 до 30-40 и реже до 60 м. Наибольшая частота их встречаемости отмечается в разрезах каменной свиты ( $C_2^5k$  или К). Возраст отложений данной свиты соответствует верхам башкирского и низам нижнемосковского подъярусов верхнего (по-старому среднего) карбона ( $C_2^5b_2-m_1$ ), что отвечает времени проявления судетской фазы тектогенеза. Песчаники известны как «табачковые» ( $K_1SK_2$ ), «лисьи» ( $K_3SK_4$ ) и «рубежные» ( $K_9SL_1$ ) и они широко распространены на площади: от Северного Донбасса (платформенного склона Восточно-Европейской платформы), где породы наименее преобразованы (ранняя стадия катагенеза, угли марки «Д»), до Центрального и Восточного Донбасса – осевой части Донецкого прогиба, сложенного сильно измененными толщами до стадии позднего катагенеза и метагенеза (угли марки «Г-Ж-К-ОС» и «Т-А»).

Песчаники полимиктовые, в их обломочной части присутствуют кварц (менее 50%), кристаллокласты и литокласты. В составе кристаллокластов встречаются чаще всего

*плаггиоклазы* среднего и кислого состава (часто свежие и оскольчатой формы, что косвенно указывает об их пирокластической природе), и *различные слюды* (мусковит, биотит). Среди литокластов наблюдаются обломки: а) *эффузивных пород* среднего и кислого состава, б) *метаморфических пород* – кварцитов и различных сланцев (глинистых, биотито-кварцевых, хлорито-кварцевых, мусковито-кварцевых, слюдистых и др.) и в) *осадочных пород* – силицитов кварц-халцедонового состава с радиоляриями, известняков, алевролитов и глинистых пород. В их основании и на отдельных уровнях разреза наблюдаются маломощные прослои гравелитов с редкой примесью мелкой гальки, а в кровле – прослои алевролитов. Исходя из общих черт палеогеографии и почти повсеместного распространения мощных толщ песчаников  $K_1SK_2$ ,  $K_3SK_4$  и  $K_9SL_1$ , однотипных по строению и составу, была выявлена их генетическая природа. Они являются отложениями островных баров (барьерных островов) и пляжей. Их возникновение, вероятнее всего, связано с перемывом песчаных осадков фронта дельты (или системы дельт) и побережья. Аналогичные горизонты мощных песчаников среди угленосных формаций различного палеозойского возраста широко были распространены по окраинам древних платформ Северного полушария.

В процессе изучения детально исследовался состав песчаников в пределах каждого основного их петротипа с подсчетом большого количества зерен (более 300) и рассчитывался на 100% с учетом компонентов цемента. Содержание минеральных и структурных новообразований рассчитывалось на всю породу. На заключительном этапе было проведено ранжирование первичных (седиментационных) и вторичных (новообразованных) структур и (аутигенных) минеральных компонентов песчаников по стадиям литогенеза и их типизация по зонам преобразования пород и углефикации.

**Ранний катагенез (угли марки «Д»).** Интенсивность постдиагенетических изменений моногенетических (баровых) песчаников на этой стадии литогенеза достаточно низкая и коснулись в преобразовании вулканогенного и отчасти терригенно-слюдистого материала. Среди минеральных новообразований наблюдается: **1)** образование вторичного кальцитового цемента с некоторой коррозией обломочных зерен; **2)** хлоритизация и отчасти гидрослюдизация биотита с образованием мельчайших агрегатов сидерита; **3)** хлоритизация обломков палеоэффузивов среднего состава; **4)** иллитизация терригенного мусковита; **5)** образование смешаннослойных минеральных фаз слюда-сметитового, хлорит-сметитового и каолинит-сметитового ряда по компонентам вулканогенной природы, **6)** каолинитизация обломков палеоэффузивов кислого состава и образование мелких пакетов каолинита в порах.

**Поздний катагенез (угли марки «Г-Ж-К-ОС»).** На этой стадии литогенеза и углефикации в песчаниках наблюдается структурное и более широкое минеральное разнообразие в цементирующей массе, что обуславливает усложнение состава и типов

цементов. В глинистой составляющей их цементов отмечаются новообразования: 1) гидрослюды 2М (в основном в «рубежных» песчаниках), 2) хлорита (в «табачковых» песчаниках), 3) смешаннослойных образований монтмориллонит-гидрослюдистого ряда с повышенным содержанием разбухающей фазы на начальном этапе позднего катагенеза (угли марки «Г–Ж»), а на завершающем его этапе (угли марки «К–ОС») смешаннослойные образования встречаются крайне редко и с низким содержанием разбухающей фазы. Наибольшее разнообразие аутигенных минералов и обилие смешаннослойных образований монтмориллонит-гидрослюдистого ряда, с реликтами иглоцек витрокластов наблюдается в обломках и цементе вулканогенных их разностей (туффитах и туфопесчаниках). В них появляются анатаз, лейкоксен, реже доломит, сфен и высокомагнезиальный кальцит, в других петротипах песчаников увеличивается содержание тех минеральных новообразований, возникновение которых было зафиксировано на стадии раннего катагенеза (угли марки «Д») – гидрослюды, хлорита, кальцита и микрозернистого сидерита. Смешаннослойные образования слюда-сметитового, хлорит-сметитового и каолинит-сметитового ряда почти полностью преобразуются с усложнением не только состава, но и типов цементов. В петротипах с повышенным содержанием слюд (*Vi*, *Mi* и др.) и обломков палеоэффузивов среднего состава увеличивается количество разновидностей цементов с появлением нескольких его типов: 1) порового, 2) пленочно-порового (нередко вместе с аутигенным кварцем), 3) крайне редко локально регенерационно-кварцевого цемента и бесцементных контактов. В других петротипах песчаников наблюдаются кальцитовые цементы участками порово-мозаичный, сгустковый, реже базально-пойкилитовый.

**На стадии метакатагенеза (угли марки «Т-А»)** происходят значительные изменения в песчаниках с растворением нестойких компонентов (полевых шпатов, биотита, обломков палеоэффузивов, глинистых пород и сланцев) и с возрастанием роли кварцевых зерен. На отдельных интервалах их разреза песчаники становятся мезомиктовыми, субграувакковыми. Существенно преобразуются туфогенные их разности с образованием мусковит-хлоритовых веретенообразных микролинзочков и сростков (по биотиту) и чешуек хлорита по мелкозернистым (ранее глинистым?) сидеритам. Кроме этого наблюдается формирование оторочек гюмбелита, хлорита (иногда вместе с кварцем) около растительных остатков, а также мусковитовых агрегатов по микростилолитовым поверхностям и в порах. Цемент в таких песчаниках хлоритовый и его содержание в среднем составляет до 80-85% от общей массы цементирующего вещества. Участками наблюдаются контакты растворения и кварцевый цемент регенерации или зернистый, и в меньшей степени гидрослюдистый пленочно-поровый, «крустификационно-шиповидный», или крупнокристаллический кальцитовый цемент базально-пойкилитового типа при малом содержании «цементирующего» хлорита.

Состав аутигенных минералов тот же самый, что и в песчаниках поздней стадии катагенеза, только их содержание более значительное.

**Таким образом,** постдиагенетические преобразования моногенетических (баровых) песчаников специфичны и часто неоднозначны на разных стадиях литогенеза и углефикации как по разрезу, так и на площади даже в пределах одного их горизонта. Характер и степень изменения зависит от структуры, состава и количественного соотношения между собой исходных компонентов песчаников, как в обломочной, так и цементирующей их массе. На ранней и позднее стадиях катагенеза преобладают минеральные новообразования над структурно-текстурными преобразованиями, а на стадии метагенеза резко возрастает роль структурно-текстурных изменений над аутигенным минералообразованием.

## **ФЛЮИДОГЕННЫЕ ШУНГИТОНОСНЫЕ ПОРОДЫ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ**

**М.М. Филиппов**

*ФГУП Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск,  
e-mail: filipov@krc.karelia.ru*

Рассмотрена проблема классификации шунгитоносных пород Онежской структуры. Показано, что высокоуглеродистые породы (шунгиты и максовиты), слагающие купольные структуры и маломощные локальные субпластовые тела, а также встречающиеся в составе цемента брекчий и в виде масс, заполняющих тектонические разломы, имеют признаки течения и дифференциации вещества по составу типичные для флюидолитов.

Проблема генетической классификации шунгитоносных пород Карелии актуальна до настоящего времени. В работе В.И. Горлова [2] впервые в основу классификации был положен тип органического вещества (ОВ): первично-осадочное, миграционное и переотложенное. До этого существовало упрощенное деление пород лишь по содержанию органического углерода. Специфика накопления первичного ОВ в породах заонежской свиты состоит в его тесном генетическом родстве с глинистыми и кремнистыми коллоидами. На стадии диагенеза это были органо-глинистые и органо-кремнистые соединения, в которых органическое и минеральное вещества были химически связанными. В шунгитоносных породах выделено [3] два типа метаморфизованного ОВ: первичное, имеющее сапропелевую природу, т.е. вещество, исчерпавшее свой нефтегенерационный потенциал, и миграционное, выделившееся из керогена во время его катагенеза, оставшееся в материнской породе, либо мигрировавшее на некоторое расстояние, а в ряде случаев накопленное в породах-коллекторах. На этой основе

шунгитоносные породы разделены на 4 группы: 1) с первично-осадочным ОВ; 2) со смешанным ОВ (первично-осадочным, в том числе экструзивным – перемещенным из первичного слоя в купольное тело в процессе развития складки нагнетания, и миграционным - привнесенным за счет миграции углеводородов (УВ) из слоя, по которому формируются купола, а также из других горизонтов; 3) только с миграционным ОВ (битумолитовые породы или породы-коллекторы); 4) с переотложенным ОВ (в составе терригенного материала). Во второй группе были выделены две разновидности: 1) плотные, без блеска, не обладают отдельностью, серовато-черные с едва ощутимой тонкой зернистостью, содержат  $C_{орг}$  10-45%, в основном встречаются в пределах купольных структур (максовиты); 2) породы с параллелепipedальной отдельностью и серым графитовым блеском, похожи на антрацит; слагают маломощные субпластовые тала, реже встречаются в локальных участках купольных структур; содержат  $C_{орг}$  45-80% (шунгиты). В этой классификации образование максовитов и шунгитов увязано с процессом формирования складок нагнетания, сопровождаемым дифференциацией органо-минерального вещества по плотности. В последние годы выявлены новые разновидности шунгитоносных пород с высоким содержанием  $C_{орг}$ : в составе цемента брекчий лидита и доломита, а также в виде масс, заполняющих тектонические трещины.

На Максовском месторождении выявлены структурные признаки складок нагнетания: краевая синклиналь, гребень, краевые брекчии, локальная (надкупольная) тектоника – система разломов в перекрывающих породах. Распределение  $C_{орг}$  в куполе имеет мозаичный характер, зональность проявляется в обогащении локальных участков в центральной и апикальной частях; в некоторых сечениях просматриваются структуры типа «купол-в куполе». На уровне эрозионного среза локальные неоднородности сливаются, образуя единые участки высокоуглеродистых пород (явление полидиапиризма). На Шунгском субпластовом месторождении шунгитов выявлены признаки течения и выдавливания вещества. Предполагается, что в основе развития купольных и субпластовых тел лежали закономерности реидной тектоники.

На участке Тетюгино установлены уступы рельефа, сложенные лидитами и доломитами, в том числе сильно брекчированными, которые сцементированы инъекционными метасапропелитами. Брекчии лидитов состоят из остроугольных обломков, смещенных от своего первоначального положения на некоторое расстояние и частично развернутых вокруг своей оси, что указывает на движение флюида под давлением. Первая фаза цементации - органо-минеральное вещество, близкое по облику к максовитам, вторая – антраксолит, заполняющий трещины в основном цементе. Подобные брекчии были встречены также в скважине 19 (1974 г.) и 12 (2007 г.). На краях обломков доломита повсеместно

выявлены пограничные области пропитки породы битумом (повышенное давление флюида во время заполнения трещин УВ). Наиболее крупная инъекция органо-минерального вещества имеет длину 21,5 м и видимую мощность 13 м. Поверхность метасапропелитов обохрена, цвет желтый, буро-ржавый; на ней хорошо заметны трещины отдельности. В средней части расчистки породы массивные с признаками развития складок течения и явно выраженными границами, отделяющими, вероятно, разные порции поступления вещества. Обычно на поверхности видна сеть прожилков кварца и сидерита. В матрице инъекции встречаются угловатые включения лидита и округлые – доломита разного размера. Иногда на поверхности расчистки встречаются плавные углубления от удаленных при выветривании шарообразных включений доломита, а также угловатые выступы и углубления от обломков лидита. В центре расчистки встречена протяженная будина доломита. На контакте с метасапропелитом доломит рассланцован, как правило, рыхлый, имеет яркий желтый цвет. Доломит вне контактов черный, рыхлый, разбит на фрагменты разного размера. Сверху и снизу расчистки есть участки с хорошо выраженными трещинами кливажа с углами падения, близкими к вертикальным. Текстура инъекционных метасапропелитов брекчиевидная. Трещины, по-видимому, образованы в процессе дегидратации минерального и дегидрогенизации ОВ, т.е. это трещины синерезиса. В центре расчистки они имеют разное направление, а в краевых частях - субпараллельное контактам с вмещающими породами. Края трещин, как правило, четкие, в жильном материале отсутствует миграционное ОВ. На микроуровне инъекционные метасапропелиты содержат относительно крупные угловатые и округлые включения органо-минерального вещества, отличающегося от основной массы текстурой и структурой, но не минеральным составом. Во включениях чаще, чем в матрице, встречаются метакolloидные структуры, а также зональные миндалины, заполненные минеральным и шунгитовым веществом. Включения, как правило, фрагментированы. В миндалинах присутствуют признаки разделения сложной флюидной фазы на органическое и глинистое вещество. В составе минеральной части инъекций основным является кварц - наиболее часто округлые выделения без признаков кристаллизации, иногда сгущающиеся в агломераты, в которых, правда, остаются изолированными друг от друга шунгитовым веществом. Вторым по значимости минералом матрицы является иллит, часто встречается полевой шпат, апатит, обычно присутствует пирит, который в ряде случаев замещается ярозитом, образующим внешние каймы; более редко - монацит и золото. В матрице метасапропелита имеются поры самого разного размера, в том числе образованные при выщелачивании пирита. Содержание  $C_{орг}$  в инъекциях несколько выше, чем в типичных максовитах. Данные определения изотопного состава углерода свидетельствуют о том, что источником инъекций метасапропелитов служили апикальные части купольной структуры.



Таким образом, шунгиты и максовиты купольных структур, шунгиты, слагающие субпластовые тела, проявления пород с очевидными признаками пластично-текучего перемещения, с характерной формой тел, нарушающих стратификацию осадков, с резко отличающимися от вмещающих осадочных пород составом и структурно-текстурными особенностями, все обладают признаками, позволяющими отнести их к типичным флюидолитам [1, 4].

Литература:

1. *Беленицкая Г.А.* Флюидное направление литологии: состояние, объекты, задачи // Уч. Зап. Казанского ун-та. Ест. науки. 2011. Т. 153. Кн. 4. С. 97-113.
2. *Горлов В.И.* Онежские шунгиты. Дисс. канд. н. Л. 1984. 120 с.
3. *Филиппов М.М.* Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002. 280 с.
4. *Юдович Я.Э.* Флюидное минералообразование – альтернатива литогенезу? Обзор // Уральский геологический журнал. 2009. № 4 (70). С.31-80.

# ЛИТОГЕНЕЗ ПЕРМСКИХ ТОЛЩ АЯН-ЮРЯХСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ ЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

А.Э. Хардигов<sup>1</sup>, И.А. Холодная<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, e-mail: khardikov@sfedu.ru

<sup>2</sup>ОАО «Магадангеология», Магадан, e-mail: kho\_ira@mail.ru

Рассматриваются особенности литогенеза пермских вулканогенно-осадочных отложений, входящих в состав верхоянского терригенного комплекса Яно-Колымской складчатой области. Обсуждается роль пермского осадочного бассейна в начальной мобилизации и перераспределении рудного вещества. Показана возможность реализации элизионно-катагенетического механизма образования золотоносных комплексов в пермских толщах Аян-Юряхского антиклинория.

Причины появления потенциально золотоносных формаций остаются не выясненными. Общая схема зарождения, развития и преобразования рудных месторождений рассмотрена А.А. Сидоровым в рамках предложенной им концепции базовых рудных формаций, а также в ходе выполненного им всестороннего анализа истории металлогенического развития Верхояно-Колымской складчатой области [1]. Он исходит из представлений о многоэтапном формировании локальных концентраций золота в осадочных толщах и множественности его источников. В соответствии с представлениями А.А. Сидорова, В.А. Буряка, А.А. Волкова о первопричинах формирования золоторудных месторождений сульфидно-вкрапленного типа в складчатых осадочных комплексах природу таких месторождений следует рассматривать как полигенную метаморфогенно-магматогенную. А сами черносланцевые толщи считаются «базовыми формациями».

Развитие литогенных систем происходит в течение длительного периода предыстории месторождения, приводящего к возникновению крупных участков скопления повышенных концентраций золота. Только в некоторых случаях могут возникать промышленные концентрации. Образование предрудной минерализации можно объяснить одной из существующих моделей: эксгальационно-осадочной, седиментационно-диагенетической, элизионно-катагенетической. Элизионно-катагенетическая модель наиболее четко проявлена в формировании золоторудных систем Верхояно-Колымского складчатого пояса, где основная золотоносность связана с верхоянским терригенным верхнепалеозойско-нижнемезозойским комплексом. Его отложения накапливались на пассивной окраине Сибирской платформы, и представляли собой разнообразные лавинные накопления зерновых и суспензионных автокинетических потоков долинно-веерных систем шельфа и континентального склона.

Анализ пермского осадконакопления в районе современных истоков р. Колымы, низовьев р. Кулу и Аян-Юрях, а также бассейнов р. Детрин и Тенька позволяет говорить о

сравнительно постоянном существовании здесь более приподнятого Кулинского и опущенного Детринского участков, отличающихся особенностями условий седиментации. В пределах Кулинского участка, охватывающего северо-западную и центральную части Аян-Юряхского антиклинория, периодически накапливались песчаные осадки, которые практически отсутствуют в разрезе верхней перми Детринского участка, занимающего юго-восточную часть Аян-Юряхского антиклинория. Фациальный план отложений времени формирования пионерской, атканской и омчакской свит (пермь) показывает, что в пределах как Кулинского, так и Детринского участков дно бассейна не представляло собой ровную поверхность. Особенно наглядно это видно на примере омчакской свиты, где много локальных «песчаных банок», сменяющихся по латерали «алевроито-аргиллитовыми полями» при общей фациальной выдержанности по всей площади. Переход от Кулинского участка к Детринскому иногда был довольно постепенным и не всегда выражался в смене фаций (время формирования пионерской и омчакской свит), а иногда был более существенным, когда в составе свиты выделялись два литолого-фациальных комплекса (время формирования атканской свиты).

На примере фациально изменчивой атканской свиты показана возможность реализации элизионно-катагенетического механизма образования золотоносных комплексов [2, 3]. Формирование атканской свиты происходило в условиях трансгрессии моря и выдвигания дельт рек, впадавших в морской бассейн с юго-запада (с Охотского массива). Наблюдаемая смена по площади одних типов пород другими, позволяет выделить в составе атканской свиты два литолого-фациальных комплекса отложений: 1) проток авандельты и 2) бровки шельфа и континентального склона.

Диагенез отложений атканской свиты в условиях лавинной седиментации не был завершен в силу своей кратковременности. Поскольку интенсивный привнос материала реками происходил при высоких темпах тектонического проседания дна бассейна, находящееся в неравновесном состоянии реакционно-способное осадочное и вулканогенное вещество очень быстро попадало на глубину, в термодинамические условия катагенеза, где происходили существенные структурно-минералогические изменения. Породам свойственна неоднородность постседиментационных преобразований. Она зависит от количества седиментационного глинистого цемента и определяется условиями накопления осадков. Неравномерность постседиментационных изменений пород атканской свиты, связанная с различием литологического состава отложений двух выделенных литолого-фациальных комплексов, приводит к неравномерному разогреву в условиях катагенеза и миграции кремнезема, золота и других рудных элементов. Поскольку необратимый процесс уплотнения глинистых коллоидно-дисперсных систем сопровождается увеличением их температуры, в

толще атканской свиты, обладающей литолого-фациальной неоднородностью, возникает латеральный термический градиент и, в связи с этим, латеральная миграция нагретых элизионных вод. При этом в качестве генератора золотоносных кремнекислых растворов выступает литолого-фациальный комплекс отложений бровки шельфа и континентального склона, а местом разгрузки этих растворов является литолого-фациальный комплекс отложений проток авандельты, в породах которого формируются послойные и секущие кварцевые жилы, прожилки и жильно-прожилковые зоны.

Элизионно-катагенетическая модель применима также к толщам переслаивания алевроито-песчаных и алевроито-глинистых отложений пионерской и омчакской свит.

Метаморфогенная золотая минерализация в пределах Верхояно-Колымской складчатой области вообще и Аян-Юряхского антиклинория, в частности, совмещена с протяженными и большеобъемными зонами кварцеобразования, сульфидизации и углеродистого обогащения. Изначально она формировалась как хемогенно-осадочная, осадочно-метаморфогенная или же гидротермально-осадочная. Тем не менее, вполне вероятно, что для ряда крупных и средних по запасам золоторудных месторождений и площадей Верхояно-Колымской складчатой области (месторождения Наталкинское, Омчакское, Павликовское, Ветренское, Нежданинское, Бадран; золотоносные площади Хакчанская, Чай-Юрьинская и другие), одним из источников золота служили зоны региональной сульфидизации и углеродистого метасоматоза в терригенных черносланцевых толщах.

#### Литература:

1. Сидоров А.А. Очерки исторической металлогении. Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО РАН, 1995. 68 с.
2. Хардигов А.Э., Парада С.Г., Холодная И.А. Литолого-фациальные условия золотоносности верхнепермских отложений Аян-Юряхского антиклинория Яно-Колымской складчатой области // Руды и металлы. 2009. № 3. С. 22-28.
3. Хардигов А.Э., Холодная И.А. Литолого-фациальные особенности и условия образования верхнепермских отложений Аян-Юряхского антиклинория Верхояно-Колымской складчатой области // Стратиграфия и седиментология нефтегазоносных провинций. 2010. № 1. С. 65-74.

**ФОНОВЫЙ И НАЛОЖЕННЫЙ ТИПЫ ЛИТОГЕНЕЗА ТЕРРИГЕННЫХ  
ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕМЕЛОВОГО И ВЕРХНЕЮРСКОГО ВОЗРАСТОВ (НА  
ПРИМЕРЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ КУСТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)**

**В.А. Шмырина<sup>1</sup>, Я.Х. Саегалеев<sup>1</sup>, В.П. Морозов<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «КогалымНИПИнефть», Тюмень, Когалым,  
e-mail: shmyrinava@nipi.ws.lukoil.com, litolog@nipi.ws.lukoil.com*

<sup>2</sup> *Казанский федеральный университет, Казань, e-mail: Vladimir.Morozov@kpfu.ru*

В работе по результатам изучения глинистых минералов цемента терригенных пород продуктивных пластов юрского и мелового возрастов Кустового нефтяного месторождения Западной Сибири установлена роль фонового и наложенного типов литогенеза, как основных факторов формирования коллекторских свойств продуктивных песчаных и алевроитовых пород.

Известно, что на продуктивность пород оказывают влияние многие факторы, среди которых главными следует считать седиментологический и литогенетический [1-4, 7]. Роль последнего – литогенетического фактора часто недооценивается. При проникновении флюида в породы происходит процесс уравнивания химически различных сред, в результате чего формируются зоны развития вторичных процессов, некоторые из которых могут существенно повлиять на коллекторские свойства пород. Согласно работам многих исследователей [4, 5], изучавших продуктивные пласты месторождений нефти и газа Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна, общепринятым является утверждение, что фильтрационно-емкостные свойства пород определяются особенностями их структурно-вещественного состава. Известно и то, что на распределение флюида в пустотном пространстве осадочных пород наибольшее влияние оказывают количественное содержание и минеральный состав цемента терригенных отложений. Поэтому, в работе основное внимание уделено изучению глинистого цемента пород-коллекторов, состава, их влияния на фильтрационно-емкостные свойства пород.

Цель работы - установление по результатам изучения глинистых минералов роли фонового и наложенного типов литогенеза, как основных факторов формирования коллекторских свойств песчаных и алевроитовых пород.

Объектом исследования является глинистый цемент песчаных и алевроитовых пород продуктивных пластов верхнеюрского ( $ЮС_1^1$ ) и нижнемелового ( $БС_{11}^1$ ) возрастов. По данным рентгенографического анализа глинистый цемент изучаемых терригенных пород (песчаники и алевролиты) представлен каолинитом, хлоритом и гидрослюдистыми минералами.

Литогенетические изменения осадочных толщ могут быть фоновыми и наложенными. Фоновые литогенетические изменения (диагенез, катагенез, метагенез) охватывают большие объемы осадочных толщ и распространены повсеместно. Факторами таких изменений являются, прежде всего, температура и давление, увеличивающиеся с глубиной. Немаловажную роль в таких изменениях играют и флюиды, имеющие седиментогенную природу или формирующиеся за счет дефлюидизации компонентов осадочных пород. Такие изменения часто бывают изохимическими, но в условиях дефлюидизации пород также и неизохимическими, если дефлюидизированные из одной породы воды мигрировали в другую породу.

Наложный тип литогенеза, в отличие от фонового, как правило, приводит к неизохимическому преобразованию пород. Они проявляются преимущественно локально. Максимальные изменения при этом обычно наблюдаются в пределах апикальных (сводовых) частей поднятий, которые могут быть различного порядка [6].

Проведенные литологические исследования пород продуктивных верхнеюрских (ЮС<sub>1</sub><sup>1</sup>) и нижнемеловых (БС<sub>11</sub><sup>1</sup>) пластов Кустового нефтяного месторождения позволили уточнить некоторые особенности их строения и вещественного состава. Полученные результаты сводятся к следующим.

1. С помощью электронно-микроскопических и рентгенографических исследований проведена морфолого-генетическая типизация глинистых минералов цемента песчаных и алевролитовых пород. Определяемые глинистые минералы подразделены на два основных типа:

– к первому типу относятся ксеноморфные глинистые минералы, обладающие плотной укладкой зерен, локализованные в плотных участках породы, имеющие относительно невысокую степень кристалличности (каолинит) и железистости (хлорит, гидрослюда); генезис таких глинистых минералов – седиментогенно-катагенетический;

– ко второму типу относятся глинистые минералы, обладающие более высокой степенью идиоморфизма, имеющие рыхлую укладку зерен, веерообразную или вермикулитоподобную (каолинит), щетковидную или крустификационную (хлорит), нитевидную (гидрослюда) структуры агрегатов, отличающиеся более высокой кристалличностью (каолинит), железистостью (хлорит и гидрослюда), локализованные в пористых участках пород; генезис таких глинистых минералов – вторичный (минералы сформированы, благодаря вторичным изменениям наложенной природы).

2. В результате анализа полученных зависимостей между данными коллекторских свойств песчаников и алевролитов, их гранулометрическим составом и содержанием глинистых минералов выявлено наличие как положительных, так и отрицательных связей. Это объясняется влиянием различных факторов, определяющих коллекторские свойства

терригенных пород. К их числу, относятся, с одной стороны, седиментогенез, диагенез и катагенез (в работе используется термин «седиментогенез-катагенез»), а с другой, вторичные изменения наложенного характера, которые могут быть связаны с миграцией глубинных флюидов. Большая часть выявленных зависимостей можно интерпретировать с позиций механогенного седиментогенеза и последующих диагенеза и катагенеза. Исключения были выявлены при оценке связи содержания каолинита с коллекторскими свойствами пород, гранулометрическими коэффициентами, содержанием пелитовой фракции, а также хлоритом и гидрослюдистыми минералами. Полученные данные указывают на то, что каолинит, в отличие от хлорита и гидрослюдистых минералов, лишь в малой степени является седиментогенно-катагенетическим, Большую его часть следует считать аутигенным (вторичным) образованием, сформированным в результате изменения полевых шпатов (изменения наложенного характера).

#### Литература:

1. *Алексеев В.П.* Литолого-фациальный анализ. – Екатеринбург: Изд-во УГГА, 2002. – 147 с.
2. *Ю.К. Бурлин, А.И. Колюхов, Е.Е. Карнюшина.* Литология нефтегазоносных толщ: учебное пособие для вузов. – М.: Недра, 1991. – 286 с.
3. *Кузнецов В.Г.* Литология природных резервуаров нефти и газа: учебное пособие для вузов. – М: РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, 2012. – 260 с.
4. *Сахибгареев Р.С.* Вторичные изменения коллекторов в процессе формирования и разрушения нефтяных залежей. – Л.: Недра, 1989. – 260 с.
5. *Ушатинский И.Н., Заринов О.Г.* Постседиментационные изменения минералогии и фильтрационных свойств коллекторов нефти и газа Западной Сибири / Труды Зап-СибНИГНИ. - Вып. 35. – Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1970. – 203 с.
6. *А. Файф, Н. Прайс, А. Томпсон.* Флюиды в земной коре. – М.: Мир, 1981. – 436 с.
7. *Япаскерт О.В.* Аспекты теории постседиментационного литогенеза // Литосфера. - 2005. - № 3. - С. 3-30.

# АНАЛИЗ ДИНАМИКИ ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ВО ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТАХ И ПОСТРИФТОВЫХ СТРУКТУРАХ МЕЗОЗОЯ СИБИРИ И НЕКОТОРЫХ СОСЕДНИХ РЕГИОНОВ

О.В. Япаскurt, Ю.Г. Цеховской

МГУ, ГИН РАН, Москва, e-mail: yapaskurt@mail.ru

Пересматриваются и по-новому интерпретируются материалы авторских и с участием автора исследований этапности минералообразования и структурно-текстурных изменений терригенных пород палеозоя и мезозоя в геологических разрезах рифтогенных и пострифтовых структур на участках восточной окраины Сибирского кратона, северной окраины Западно-Сибирской эпипалеозойской плиты и Западного Забайкалья. Анализируются прямые и косвенные причинные взаимосвязи между процессами литогенеза и тектоногенеза.

Контрастно-изменчивый в пространстве и времени характер тектонических перемещений земной поверхности в рифтах и пострифтовых геологических структурах внутри континентов оставил в осадочных породах определенные следы и признаки своих влияний на процессы всех стадий полного осадочного цикла: мобилизации веществ, их транспортировок, седиментации, диагенеза и катагенеза. Рассмотрим это ниже.

**1. Фрагменты Виллюйской окраинной впадины Сибирского кратона (СК) и соседнего Верхоянского орогена.** Здесь наличие в геологическом прошлом неоднократного рифтогенеза обосновали К.К. Левашов (1975), а также [1, 4, 6] и др. «Виллюйский бассейн представляет собой ветвь трехлучевой рифтовой системы среднепалеозойского возраста, основное тело которой... погребено на востоке под Верхоянским складчато-надвиговым поясом» [6, с. 164]. Импульсы проседания приходились на интервалы 550-500 млн. лет (кембрий), 400-375 млн. лет (средний-верхний девон) и около 250 млн. лет (время извержения сибирских траппов). «В этот момент наблюдается катастрофически быстрое, короткое погружение с мгновенной скоростью 800-1200 м/млн. лет, а также происходит резкое повышение температуры в осадках... Этапы рифтогенеза характеризуются быстрыми погружениями в течение 10-20 млн. лет, за которым следуют этапы медленного погружения, вызванного термической релаксацией литосферы. Затем следует стадия форланда в средней-поздней юре и в мелу с характерным «ускоренным» типом осадконакопления» [6, с.168].

*Динамика седиментогенных процессов* на рубеже палеозоя и мезозоя, а затем в юре и раннем мелу обуславливались расчлененностью рельефа, наследующей тектонические границы рифтогенных структур. Их простираниям следовали крупные речные артерии. В перми и триасе это был широтный Палеовиллюй [9], выносы которого питали котловинный окраинно-морской бассейн Западного Верхоянья. Аллювиально-дельтовые осадки во времена



раннетриасовых «провалов» dna сменялись эстуарно-лагунными (таганджинская и мономская свиты). Орогенная стадия позднеюрского времени перестроила рельеф так, что исследуемая территория стала заполняться осадками аллювия долготной Палеолены [9].

Тектонические режимы на водосборах и в бассейнах осадконакопления обусловили полимиктовость терригенных веществ. А раннетриасовый вулканизм – пополнил их пирокластикой, которая на диагенетической стадии трансформировалась в смектитовые компоненты. Кратковременность диагенеза препятствовала процессам химико-минералогического уравнивания веществ. Они будучи многокомпонентными и насыщенными органическими примесями, представляли весьма реакционноспособную систему. Она погружалась в термобарические ( $T - P$ ) условия катагенетической стадии, начиная от глубин порядка 0,5 км, достигая впоследствии 3-6 км, где в присутствии водно-флюидной фазы рождала многостадийные парагенезы аутигенных минеральных компонентов.

*Динамика постседиментационной литификации* сводится к нижеследующим особенностям:

1. Итог скоростного погружения полимиктовых, насыщенных органическими веществами (ОВ) осадков обеспечил в глубинных условиях катагенеза весьма разнородную, реакционноспособную среду – внутриформационный резерв и источник для разнообразного спектра аутигенных минеральных новообразований в цементе песчаных пород.

2. Импульсы погружения – причина усиленного «прессования» подстилающих пород палеозоя под нагрузкой литостатического давления ( $P_s$ ) мезозойских осадков, которыми компенсированы рифтовые «провалы». Свидетели микроструктуры конформно-инкорпорационной цементации тонко упакованных песчаных зерен граувакково-аркозового состава в изначально промытых от пелитового матрикса песчаниках-аренитах кондейской и харытасской свит верхней перми, вскрытых Средне-вилюйской скважиной на глубине 3-3,5 км (в пределах градации катагенеза МКз). Тут же развиты текстуры швов флюидоразрыва, свидетельствующие о выносе растворенных порций кремнезема, гидрокарбонатных и др. веществ от корродированного терригенного каркаса в вышележащие толщи.

3. Ещё глубже, между 5,8 и 6,5 км в песчаниках юрской свиты нижней перми и юрской свиты карбона тоже господствуют бесцементные, конформно-инкорпорационные сочленения терригенных частиц, причем на контактах кварцевых зерен здесь обнаружены автором микроструктуры рекристаллизационного бластеза, которые свидетельствуют о сочетании  $Psc\Delta T$  (палеотермальным импульсом), и принимались И.М. Симановичем (1978) в качестве одного из индикаторов стадии метagenеза в условиях  $\Delta T > 200^\circ\text{C}$ .

4. Известно, что при достижении глубинных значений температуры в пределах  $100 \pm 20^\circ\text{C}$ , активизируются массовые трансформации смектитов глинистых пород и

межзернового заполнителя песков в иллиты либо хлориты, через промежуточные смешанослойные образования, с попутным высвобождением кристаллизационной воды вместе с растворенным в ней кремнеземом, катионами *Ca*, *Mg*, *Fe* и др. (*Burst*, 1959; Холодов, 1983, 2006; Дриц, Коссовская, 1990). При ещё более напряженных  $\Delta T$  иллиты  $1M_d$  трансформируются в слюду поли типа  $2M_1$  тоже с высвобождением водного флюида. Его выжиманием в вышележащие (надрифтовые) толщи пород объяснимо массовое развитие регенерационного кварцевого цемента вперемешку с полимиктовым кальцитовым цементом в песчаниках верхнего триаса, юры и отчасти нижнего мела. Ещё выше по разрезу регенерационный кварц сменяется поровым кварцевым цементом в сочетании с аутигенными хлоритом, иллитом, эпидотом, местами цеолитами и карбонатами [28]. Вещество для всех этих минеральных новообразований, несомненно, заимствовалось из собственного, седиментофонда – в результате гравитационной коррозии терригенных частиц силикатов и кварца. Однако во многих шлифах замечено, что площади, занимаемые в одних слоях аутигенным кварцем, а в иных – кальцитом, существенно превысили суммарную площадь коррозионных изъянов терригенного каркаса породы. Следовательно, вполне допустима вышеизложенная версия о миграции в надрифтовый чехол  $SiO_2$ , карбонатов и др. веществ из глубоко погруженных слоев раннетриасового и позднемезозойского возраста.

В тектонически надвинутых на нижнемеловые отложения Вилюйской впадины верхнепалеозойско-раннемезозойских терригенных породах *верхоянского комплекса* выявлены признаки весьма многоэтапной литификации [9], в том числе и заметные последствия тектонических событий на рубеже между пермской и триасовой системами. Последние были практически одновременно зафиксированы в 70-х годах XX века Якутским геологом М.Д. Булгаковой (1975) и московскими В.С. Андреевым (1985) и О.В. Япаскуртом (1979). С этими данными согласуются сведения, которые были опубликованы В.И. Горбачевым (1979 г.) относительно палеотермальной аномалии на рубеже перми и триаса в северо-западной части Лено-Вилюйского нефтегазоносного бассейна. Этот исследователь анализировал массовые данные замеров отражательных способностей витринита (ОСВ) и констатировал степень катагенеза ОВ над упомянутым рубежом МК<sub>2</sub>, а под ними – МК<sub>3</sub> – МК<sub>4</sub>. В мезозойских толщах фиксировались относительно низкие параметры ОСВ – порядка 2-4 условных единиц на км, а в породах перми эти параметры скачкообразно увеличивались до 9 усл.ед./км. В.И. Горбачев в своей кандидатской диссертации с осторожностью интерпретировал эти данные, объясняя факт палеогеографического несогласия наличием в Вилюйской синеклизе над пермскими породами мощных глинистых покровов (мономская и таганджинская свиты нижнего триаса), экранирующее влияние которых могло обеспечить локальную задержку под ними теплового потока из глубин. Однако, если сопоставить этот же

факт с данными о раннетриасовом этапе рекристаллизационного-грануляционного бластеза кварца пермских пород в иных структурно-тектонических областях [9], то интерпретация склонится в пользу излагаемой здесь версии.

Очень вероятно, что этот общерегиональный процесс  $A/T$  был обусловлен глубинной активизацией мантийного суперплюма – по модели Н.Л. Добрецова [3]. Принятие этой версии обеспечивает корреляцию вышеописанных литогенетических процессов с процессами рифтогенеза и последующих событий в мезозое и кайнозое на Западно-Сибирской эпипалеозойской плите (ЗСП).

**2. Колтогорско-Уренгойская система рифтов и пострифтовой синеклизы** на севере ЗСП описана в работах В.С. Бочкарева и др. (2003), А.Э. Конторовича и др. (1964 г.), В.С. Суркова, Л.В. Смирнова, Ф.Г. Гурари (1995 г.) и нами [10].

Анализ вертикальной последовательности развития аутигенного минералогенеза в разрезе СГ-6 выявил здесь изначально малопонятный феномен нелинейного характера катагенетической зональности: возрастание постседиментационной измененности пород сверху вниз, до интервала современных глубин в 4,6-5,8 км, а потом – явные признаки снижения породной измененности вплоть до уровня раннетриасовых базальтов [10]. Оказалось, что главные причины такого «феномена» две: 1 – фациально-седиментогенная и 2 – обусловленная локальными импульсами магматизма и гидротерм в фундаменте бассейна [5].

Сущность первой из этих причин – господство в низах разреза тонкообломочных пород, насыщенных глинистым веществом. Литотипы песчаников здесь были также изначально глинистыми. Поэтому процессы катагенеза сводились здесь в основном к трансформациям кристаллических решеток слоистых силикатов с побочным выделением из них  $H_2O$  и  $SiO_2$ . Заблокированные глинистым заполнителем песчаные зерна при этом не были подвержены регенерации и в них не возникали конформно-инкорпорационные структуры, а потому их внешний облик оставался похожим на слабоизмененные породы. Но в действительности пелитовый материал стал существенно трансформированным. А новообразованные газоводные флюиды и растворенный кремнезем выжимались в вышележащие пласты-коллекторы. Это были в нашем случае хорошо промытые от глины конгломераты, гравелиты и песчаники палеодельтовых фаций варенгояхинской, витютинской и береговой свит  $T_{3и} J_1$ , которые оказались наиболее литифицированными сравнительно с ниже- и вышележащими.

И это отразилось в своеобразии фоновой литогенетической зональности, имеющей облик «веретена», если изображать рост степени измененности пород сверху вниз по разрезу.

Однако в Колтогорско-Уренгойской структуре существовала ещё другая причина, усилившая контраст между измененностью базальных и вышележащих слоев. На вполне определенном этапе эволюционирования БП фоновые преобразования глубинного катагенеза

были локально усилены при импульсах термальной активизации недр. Их главные свидетели – структуры рекристаллизационного бластеза аутигенного и терригенного кварца, выявленные нами не в самых низах разреза, но на стратиграфических уровнях верхнего триаса и нижней юры, отвечающих этапам внедрения базальтоидных силлов в фундамент бассейна [10]. Не исключено, что в данном случае теплопередача была реализована не кондуктивным способом, а миграцией гидротерм вдоль ослабленных зон – вдоль швов флюидоразрыва и обновляемых сместителей древних разломов по бортам рифта.

**3. Рифтогенные комплексы юры и мела Западного Забайкалья**, фациально-генетические признаки которых описаны как категория «фэновых формаций» Ю.Г. Цеховский и др. [7], в отличие от рассмотренных выше образований, литифицированы весьма слабо – на уровне самого начала катагенеза. Песчаники и алевролиты здесь почти рыхлые. Их минеральные зерна слабо скреплены аутигенным кальцитом, а их пласты вмещают редкие кальцитовые же конкреции. Объяснить такое отчасти можно относительно низкими значениями здешних  $\Delta T$  сравнительно с территориями северной окраины ЗСП и границы Вилюйской впадины с орогеном Верхоянья, под которыми по расчетам [3], находились центры влияний сателлитов от Сибирского суперплюма. Но более приемлемое объяснение видится и в том, что над Забайкальскими рифтогенными образованиями не сформировались многокилометровые осадки пострифтовых синеклиз. Последние в СК и ЗСП экранировали глубинные тепловые потоки, а принимая их, сами претерпевали многостадийную литификацию.

**В заключение** отмечу, что тектонические обстановки внутриконтинентального рифтогенеза обеспечивали нижеследующие особенности динамики литогенетических процессов. 1. На стадии мобилизации веществ – полимиктовость седиментофонда и существенную добавку к нему продуктов вулканизма. 2. Неуравновешенность компонентов осадка при диагенезе. 3. Ранний приток элизионных водных флюидов, генерируемых смектитовой составляющей вулканогенно-осадочных отложений. 4. Переуплотнением пород под нагрузкой осадков пострифтовых впадин. 5. Привнос в них горячих растворов кремнезема, карбонатов и др. веществ в процессе выжимания вверх элизионных вод; межслоевое перераспределение внутриформационных веществ. 6. Периодическое обновление тектонических дислокаций – проводников флюидов и  $\Delta T$ , которые обеспечивали многоэтапный аутигенез в пострифтовых осадочных толщах.

Последнее обстоятельство следует учитывать при анализе истории формирования коллекторских свойств в природных нефтегазоносных резервуарах, а также при поисках возможной стратиформной рудной минерализации.

#### Литература:

1. *Гайдук В.В.* Вилуйская среднепалеозойская рифтовая система. Якутск: ЯФ СО АН СССР. 1988. 126 с.
2. *Горбачев В.И., Соколов Б.А., Стефанова Е.И., Япаскурт О.В.* Катагенез органического вещества и вмещающих пород Лено-Вилуйского нефтегазоносного бассейна // Седикахиты на разных этапах литогенеза / Отв.ред. Н.Б. Вассоевич, П.П. Тимофеев, И.А. Назаревич. М.: Наука. 1982. С. 116-123.
3. *Добрецов Н.Л.* Пермо-триасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл.АН, 1997. Т. 354. № 2. С. 220-223.
4. *Добрецов Н.Л., Полянский О.П.* О механизмах формирования глубоких осадочных бассейнов: достаточно ли данных для доказательства эклогитизаций? // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 12. С. 1687-1696.
5. *Коробов А.Д., Коробова Л.А., Шелепов Д.А.* Континентальный рифтогенез и проблема коллекторов в вулканогенных породах переходного комплекса // Новые методы поисков нетрадиционных коллекторов в породах фундамента: Учеб. Пособие. Саратов: ООО Издат. Центр «Наука». 2010. С. 15-36.
6. *Полянский О.П., Прокопьев А.В., Бабичев А.В., Коробейников С.Н., Ревердатто В.В.* Рифтогенная природа формирования Вилуйского бассейна (Восточная Сибирь) на основе реконструкций осадконакопления и механико-математических моделей // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 2. С. 163-183.
7. *Цеховский Ю.Г., Япаскурт О.В., Гусев И.М.* Равнинные фэновые формации в юрско-меловых грабенах Западного Забайкалья // Литология и полезные ископ. 2005. № 6. С. 620-636.
8. *Япаскурт О.В.* Постседиментационные изменения песчаных пород Приверхоянья // Сов. Геология. 1979. № 12. С. 68-79.
9. *Япаскурт О.В.* Литогенез и полезные ископаемые миогеосинклиналей. М.: Недра. 1992. 224 с.
10. *Япаскурт О.В., Шиханов С.Е.* Стадийность процессов минералогенеза терригенных отложений от начала триаса до квартера в связи с эволюцией геодинамических режимов формирования Колтогорско-Уренгойской системы прогибов Западно-Сибирской плиты // Вестник Моск. Университета. Сер. 4. Геология. 2013. № 6. С. 3-12.

**КЛЮЧЕВЫЕ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ  
РУБЕЖА ПЕРМИ И ТРИАСА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

**М.П. Арефьев<sup>1,2</sup>, Б.Г. Покровский<sup>1</sup>, Б.Б. Шкурский<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*Геологический институт РАН, Москва*

<sup>2</sup>*Музей естественной истории Свято-Алексиевской Пустыни,*

*e-mail: mihail-3000@inbox.ru*

<sup>3</sup>*Геологический факультет МГУ*

В работе обобщены результаты проведенных исследований позднепермских – раннетриасовых красноцветных отложений Восточно-Европейской платформы. Изотопно-геохимические данные сопоставлены с результатами изучения тяжелой фракции, глинистых минералов, учитываются данные химического анализа.

Постказанская пермотриасовая формация Восточно-Европейской платформы (ВЕП) представлена континентальными отложениями суммарной мощности более 600 м. Ее пермская часть (уржумский, северодвинский, вятский ярусы) сложена ритмично чередующимися пестроцветными терригенными и светло-серыми карбонатными пачками (Рисунок 1). Триасовая часть (индский, оленекский ярусы) представлена, за редким исключением, пестроцветными алевро-глинистыми и песчаными породами. В региональной геологии долгое время доминировало представление о длительном перерыве в осадконакоплении на рубеже пермского и триасового периодов. Однако за последние 15 лет в верхней части вятского яруса были установлены т.н. «терминальные» вязниковские слои [3], и было доказано, что базальные отложения вохминской свиты, ранее полностью считавшейся триасовой (недубровские слои и, возможно, асташихинские), сопоставляются с верхней частью пермской системы международной стратиграфической шкалы (МСШ), соответствуя наиболее поздним отложениям чансинского яруса [1]. Таким образом, переходный интервал от пермской системы к триасовой на территории ВЕП представлен полностью. Эти отложения можно рассматривать как опорный объект для исследования причинно-следственных связей, вызвавших великое позднепермское вымирание и способствовавших выходу биоты из глубокого экологического кризиса.

Изотопно-геохимические исследования установили широкие колебания значений  $\delta^{13}\text{C}$  (от -14,0 до 5,8 ‰ PDB) и  $\delta^{18}\text{O}$  (от 19,5 до 35,5 ‰ SMOW) в осадочных и педогенных карбонатах. Полученные данные позволяют говорить о прогрессирующем похолодании в конце пермского периода. Похолодание фиксируется по облегчению изотопного состава кислорода в педогенных карбонатах, а также по распространению осадочных карбонатов с

низкими значениями  $\delta^{18}\text{O}$  меньше 24 ‰ SMOW, что интерпретируется как следствие похолодания и гумидизации [7]. Наиболее раннее снижение величин  $\delta^{18}\text{O}$  выявлено в уржумских отложениях Казанского Поволжья (Монастырский овраг, от 35,5 до 22,6 ‰ в осадочных карбонатах и от 35 до 23,3 ‰ в педогенных). Данный уровень соответствует смене палеомагнитной гиперзон Киама и Иллавара и может совпадать с началом оледенения Р4 в Гондване [5].

Выше, в поздних северодвинских отложениях на северо-востоке Московской синеклизы (МС, р. Сухона), величины  $\delta^{18}\text{O}$  снижаются до 24,2 ‰ в осадочных карбонатах и до 22,4 ‰ в педогенных. В долине р. Сухоны выявлены самые высокие значения  $\delta^{13}\text{C}$  (до 5,8 ‰ PDB), что позволяет сопоставить этот уровень с событием Камига в морских разрезах [6], которое в свою очередь тоже объясняется похолоданием.

Снижение значений  $\delta^{18}\text{O}$  продолжается в вятском ярусе. Очень легкий изотопный состав кислорода установлен под кровлей пермской системы МСШ (до 21,1 в осадочных карбонатах и до 20,6 ‰ в педогенных, обнажение Недуброво, бассейн р. Юг, МС). На этом же стратиграфическом уровне выявлен очень легкий изотопный состав углерода (-8,8 ‰ в осадочных карбонатах в Недуброво и -8,3 ‰ в педогенных карбонатах в разрезе Асташиха, р. Ветлуга, МС). Эти значения указывают на событийный уровень великого позднепермского вымирания [1]. Данные позволяют говорить, что позднепермскому вымиранию предшествовало длительное похолодание.

Непосредственно на границе пермской и триасовой систем отмечено утяжеление изотопного состава кислорода, указывающее на потепление. Максимальные значения  $\delta^{18}\text{O}$  в педогенных карбонатах в вохминской свите установлены в соседних разрезах Асташиха и Сарафаниха (25,2 ‰ и 24,6 ‰ соответственно). Эти значения указывают на посткризисный температурный максимум. Они хорошо коррелируют с высокими температурами, выявленными в раннетриасовых морских разрезах Тетиса [9]. Однако, максимальные раннеиндские температуры ВЕП, если руководствоваться полученными величинами  $\delta^{18}\text{O}$ , не превышали фоновых позднепермских палеотемператур.

Этапы похолодания коррелируют с активизацией речного стока со стороны Уральского орогена. Такая закономерность отчетливо фиксируется в северодвинское и вятское время на севере МС. Похолодание сопровождалось распространением эпидот-цоизитовой минеральной ассоциации, характерной для Уральской питающей провинции, усилением терригенного сноса. Эпизоды потепления коррелируют с распространением альмандин-циркон-ставролит-кианитовой ассоциации, что указывает на Балтийский источник материала. При потеплениях возобновлялось карбонатное осадконакопление.

В недубровских слоях или ниже выявлена аномалия высокотитанистых магнетитовых сферул, по всей вероятности, космического происхождения [2]. Их высокая концентрация обнаружена во многих разрезах мира, может указывать на повышение потока космического материала в конце пермского времени и коррелирует с пиком похолодания и гумидизации.

При раннеиндском потеплении в пелитовой фракции появился палыгорскит, указывающий согласно традиционным представлением на аридизацию. Однако по новым данным раннетриасовый климат МС реконструируется более холодным, чем позднепермский, когда палыгорскит не синтезировался. Относительно высокое содержание Mg и присутствие в породах вулканических витрокластов позволяет предполагать большой вклад при образовании палыгорскита основного вулканического пепла [4]. С такой точкой зрения совпадают имеющиеся датировки максимального проявления сибирского траппового магматизма в триасовое время [8].

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 13-05-00592-а, № 13-05-00642-а.

#### Литература:

1. *Арефьев М.П., Кулешов В.Н., Покровский Б.Г.* Изотопный состав углерода и кислорода в континентальных карбонатах поздней перми и раннего триаса Русской плиты: глобальный экологический кризис на фоне меняющегося климата. // Докл. АН. 2015. Т. 460. № 2. С. 1-5.
2. *Арефьев М.П., Шкурский Б.Б.* Высокотитанистые железные сферулы из пограничных пермо-триасовых отложений Московской синеклизы. // Ленинградская школа литологии. Мат. Всерос. литол. сов., посвященного 100-летию со дня рождения Л.Б. Рухина. Т. II. СПб: СПбГУ. 2012. С. 3-5.
3. *Лозовский В.Р., Кухтинов Д.А.* Вязниковский ярус – самое молодое подразделение верхней перми европейской России. // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2007. Т. 82. Вып. 6. С. 17-26.
4. *Юдович Э.Я., Кетрис М.П.* Геохимические и минералогические индикаторы вулканогенных продуктов в осадочных толщах. Екатеринбург. 2010. 412 с.
5. *Fielding C.R., Frank T.D. et al.* Stratigraphic imprint of the Late Palaeozoic Ice Age in eastern Australia: a record of alternating glacial and nonglacial climate regime. // J. of the Geol. Society. V.165. 2008. P. 129–140.
6. *Isozaki Y., Kawahata H., Minoshima K.* The Capitanian (Permian) Kamura cooling event: the beginning of the Paleozoic–Mesozoic transition. // Palaeoworld. V. 16. 2007. P. 16–30.
7. *Leng M.J., Marshall J.D.* Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. // Quaternary Science Reviews. 2004. V. 23. P. 811-831.
8. *Reichow M.K. et al.* The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis. // Earth and Planetary Science Letters. 2009. 277. 9–20.
9. *Sun Y., Joachimski M.M., Wignall P.B. et al.* Lethally hot temperatures during the Early Triassic greenhouse. // Science. 2012. V. 338. P. 366-370.



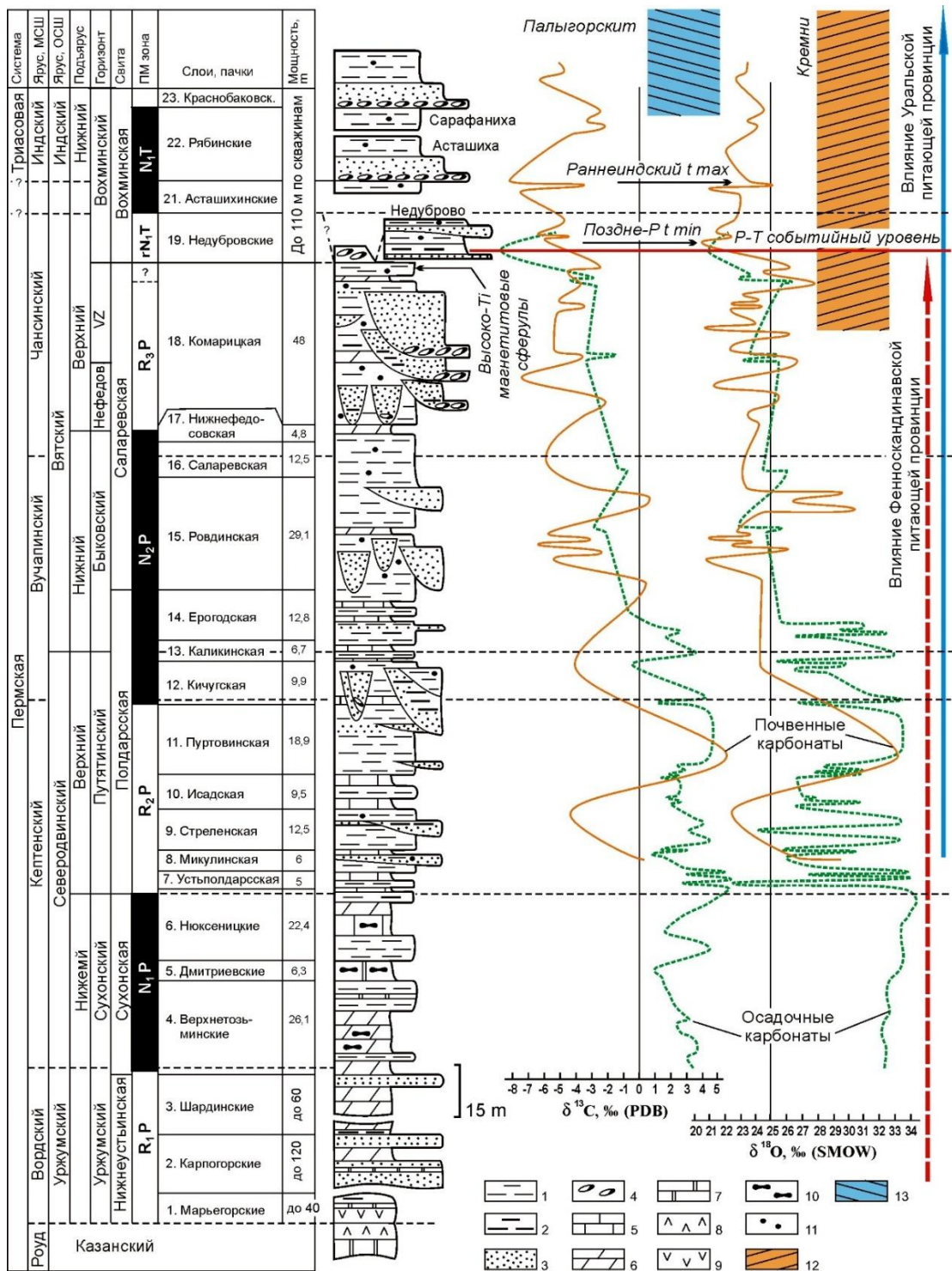


Рисунок 1 - Вариации изотопного состава углерода и кислорода в осадочных и педогенных карбонатах из позднепермских – раннетриасовых отложений восточной части Московской синеклизы. Литологические характеристики: 1 – глина и алевровая глина, 2 – глина и алевровая глина, обогащенная  $C_{org}$ , 3 – песок и песчаник, 4 – гравелит и конгломерат, 5 – известняк, 6 – мергель, 7 – доломит, 8 – ангидрит, 9- гипс, 10 – кремни, 11 – почвенные карбонатные нодулы, 12 – область распространения уральских кремней, 13 – интервал распространения палыгорскита. МСШ – Международная стратиграфическая шкала, ОСШ – Общая стратиграфическая шкала России, Роуд – роудский ярус, VZ – область распространения вязниковской биоты

# ПРЕДМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В КВАРЦИТАХ ИТАНЦИНСКОЙ СВИТЫ

Д.Ц. Аюржанаева

*ГИН СО РАН, Улан-Удэ, e-mail: dulmazhap@mail.ru*

В данной работе на основе детальных литологических исследований автором рассмотрены характерные особенности стадияльных преобразований высококремнеземных пород итанцинской свиты селенгинской серии средне-верхнерифейского возраста, представляющих собой продуктивный горизонт Черемшанского месторождения кремнеземного сырья в Западном Забайкалье. Показано, что тело высококремнеземных пород имеет блоково-зональное строение. Зональность выражается в изменении структурно-текстурных и вещественных особенностей пород от периферии блока к центру. Изменение структурно-текстурных особенностей обусловлено стадияльными преобразованиями высококремнеземных пород с участием метасоматических процессов, проявившегося на разных стадиях преобразования пород.

Одним из значимых объектов кремнеземного сырья в Восточной Сибири является Черемшанское месторождение кварцитов, расположенное в Восточном Прибайкалье в 80 км от г. Улан-Удэ. Черемшанское месторождение представляет собой пластообразное тело разнотипных кварцевых песчаников, кварцитовидных песчаников и кварцитов, мощностью 20–50 м, прослеженного с юга на север на расстоянии 8 км среди осадочно-метаморфической толщи верхнего протерозоя, состоящей из итанцинской (Pt<sub>3it</sub>), преимущественно силикатной, и бурлинской (Pt<sub>3bl</sub>), существенно карбонатной свит. Рудное тело приурочено к сочленению этих свит и, повторяя их наслоения, разбит разрывными нарушениями с малой амплитудой смещения на зональные блоки, которые ограничены по простиранию поперечными трещинами или дайками. В центральных частях расположены кварциты, в периферийных частях – песчаники, между ними – кварцитовидные песчаники. Со стороны висячего блока «продуктивного горизонта» на удалении 30–50 м по горизонтали по контакту даек (преимущественно дацитовых порфириров), в ослабленных межпластовых минерализованных зонах, встречаются карбонатные метасоматиты, которые представлены существенно кальцитовыми и анкеритовыми разновидностями. Силикатные породы итанцинской свиты, представлены черными углисто-серицит-кварцевыми сланцами, мощностью более 300 м; темно-серыми углисто-серицит-кварцевыми сланцами, переслаивающихся с песчаниками, с линзовидными прослоями черных известняков, желтовато-серыми окварцованными доломитами, мощностью 300-400 м; желтовато-серыми массивными серицитовыми кварцитами, переслаивающимися с окварцованными доломитами и углисто-кварц-серицитовыми сланцами, мощностью 40-90 м; темно-серыми, кварцево-серицитовыми сланцами, хлоритоид-андалузит-серицит-кварцевыми сланцами, хлоритоид-андалузит-кварц-серицитовыми сланцами, хлоритоид-серицитовыми кварцитами, мощностью 35-40 м. Видимая мощность пород итанцинской свиты по разрезу колеблется в пределах 1250 – 1400

м. Карбонатные породы бурлинской свиты представлены темно-серыми, серыми, переходящими в светло-серые, массивными пелитоморфными доломитами с прожилками крупнокристаллического кальцита с прослоями (10-50 см), кварц-серицит-карбонатными и серицит-карбонатными сланцами серого цвета, мощностью 68 м; брекчированными и водорослевыми доломитами с прослойками, обогащенными органическим материалом. В низах свиты доломиты окварцованы и содержат слои карбонатно-кварцевых песчаников. Видимая мощность пород бурлинской свиты по разрезу колеблется в пределах 2500–3500 м. Интрузивные образования на месторождении представлены гранитоидами баргузинского ( $\gamma PZ_3br$ ), витимканского ( $\gamma PZ_3vt$ ) и мезозойского ( $\eta MZ$ ) комплексов. Древние породы перекрыты четвертичными отложениями.

В строении пластообразного рудного тела Черемшанского месторождения выявлена структурно-вещественная зональность, выражающаяся в изменении структурно-текстурных особенностей высококремнеземистых пород от периферии к центру: во внешних зонах преобладают кварцевые песчаники. Структура пород псаммитовая, регенерационная, цемент выполнения, поровый, пойкилитовый; в промежуточной зоне – кварцитовидные песчаники, характеризующиеся наличием бластопсаммитовой, преимущественно коррозионного, конформно-регенерационного типа структурой, с участками начально-бластической; центр сложен кварцитами с микростилолитовой и гранобластовой структурой (Рисунок 1.). Вещественная зональность блоков выражается в увеличении содержания оксида кремния от кварцевых песчаников к кварцитам (от 75 до 99-99.2 мас. %) и снижения примесных компонентов. Изменение структурно-текстурных особенностей обусловлено стадийными преобразованиями высококремнеземных пород, так кварцевые песчаники формировались на стадии диагенеза, кварцитовидные песчаники на стадии катагенеза, кварциты на стадии метагенеза и метаморфизма с участием метасоматических процессов, проявившегося в окварцевании песчаников при выносе карбонатного вещества цемента. Развитию процессов окварцевания способствовали повышенная пористость и проницаемость карбонатных песчаников, а также экранирование горизонта (пласта) песчаников вышелегающей слабопроницаемой толщей сланцево-карбонатных пород. Поступление растворов в пласт песчаников, вероятно, осуществлялось как из магматического очага, так из тонкопористых алевритовых пород в связи с отжимом их при тектоническом сжатии или при пленочном переносе, однако, значения  $\delta^{18}O$  (12,1–14,94‰) в кварцитах и песчаниках указывают на участие в их формировании вод метаморфогенного происхождения [1]. Таким образом, привнос кремнезема осуществлялся преимущественно из вмещающих силикатных пелито-алевритовых пород с выносом компонентов, замещаемого карбонатно-глинистого цемента в кровлю и подошву пласта. Происходило кислотное выщелачивание, песчаник превращался в

кварцит. В кварциты местами превращены доломиты и гранитоиды, ранее претерпевшие катаклаз, брекчирование и рассланцевание. Прослой песчаников в сланцах итанцинской свиты также окварцованы. Привнос кремнезема осуществлялся в результате инфильтрации его в поровых и трещинных растворах. Инфильтрационное окварцевание песчаников и других пород сопровождалось диффузионным перераспределением кремнезема, их «очищением» с выносом элементов-примесей. Этот вынос происходил инфильтрационно-диффузионным путем на фоне тектонических деформаций при перемещении трещинно-поровых растворов, вызывавших перекристаллизацию кварцитов, освобождение и вынос примесей. Более интенсивное «очищение» происходило при диффузионной перекристаллизации [2]. Наиболее интенсивно процессы окварцевания с образованием высокочистых кварцитов протекали в узких локальных блоках песчаников, ограниченных разломами и дайками.

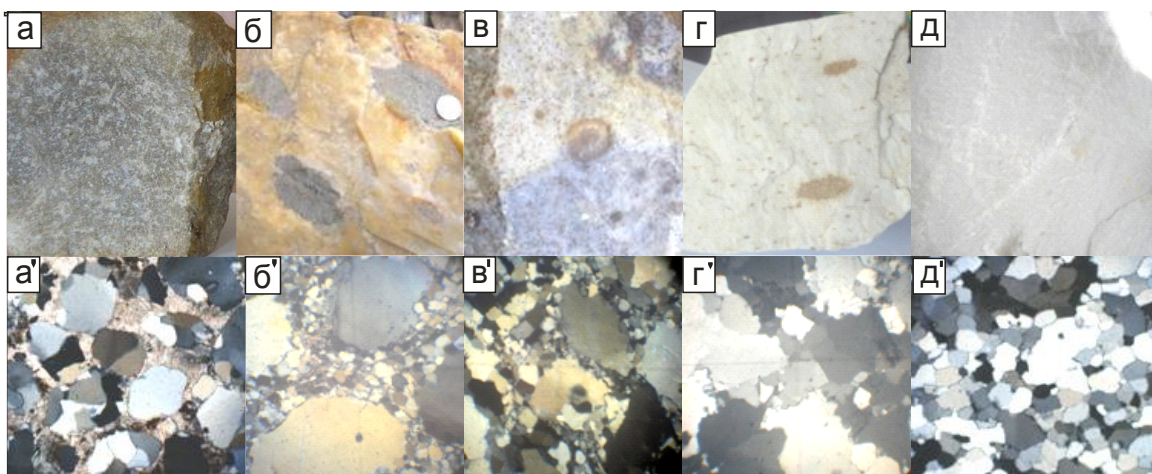


Рис. 1. а, а' - кварцевый песчаник с карбонатным цементом (Обр. ДЧ-127), структура псаммитовая, поровый цемент анкеритового состава, видны округлые кварцевые песчинки; б, б' - желто-серый кварцитовидный песчаник (Обр. ДЧ-115), структура blastomylonitic, заметны кристаллобласты и грануляция части обломков; в, в' - кварцитовидный песчаник (Обр. ДЧ-114), заметны кристаллобласты и грануляция обломков, конформно-регенерационная структура породы, прослеживается полное превращение отдельных обломков в микрогранобластовые агрегаты псевдоцемента, в левой части видна гранобластовая структура породы; г, г' - белый кварцит с редкими тенями недозамещенных песчаников (Обр. ДЧ-111), метagenetic структуры рекристаллизационно-грануляционного бластеза, а также зубчатая с микростилолитовыми швами структура; д – д' - белый кварцит (Обр. ДЧ- 110), структура гранобластовая.

Длина масштабной линейки 1 мм

Таким образом, предметаморфические процессы в кварцитах итанцинской свиты проявились в изменении структурно-текстурных особенностей высококремнеземных пород в процессе стадийных преобразований при участии метасоматических процессов.

#### Литература:

1. Аюржанаева Д.Ц. Вещественный состав и генетические особенности формирования Черемшанского месторождения кремнеземного сырья. Автореф. дис. к.г.-м.н. Улан-Удэ, 2013. 28с.
2. Царев Д.И., Царев Д.И., Хрусталеv В.К., Гальченко В.И., Аюржанаева Д.Ц. Новые генетические данные о генезисе Черемшанского месторождения кремнеземного сырья (Западное Забайкалье) // Геол. рудн. м-ний. 2007, том 49, №4, с 334-345.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ГЕНЕЗИСА МАРГАНЦЕВОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

А.И.Брусницын, Е.Н.Перова

*СПбГУ, Санкт-Петербург, e-mail: brusspb@yandex.ru*

Проведено сопоставление концентраций большой группы элементов в марганцевых отложениях различного генезиса (гидрогенных, гидротермальных, седиментогенно-диагенетических). Показано, что геохимия гидротермальных и седиментогенно-диагенетических отложений имеет много общего. Отсюда возникают объективные трудности в использовании геохимических данных при реконструкции условий генезиса марганцевых месторождений. Наиболее информативными элементами в этом плане являются лантаноиды.

В современном океане установлено три генетических типа железомарганцевых отложений: 1) гидрогенные, 2) гидротермальные, 3) седиментогенно-диагенетические. Для каждого из них получена обширная геохимическая информация. Неизбежно возникает вопрос: насколько она может быть востребована для реконструкций генезиса марганцевых пород (руд), приуроченных к древним осадочным и вулканогенно-осадочным толщам. Обобщение и анализ имеющихся данных показывает следующее.

Широко распространенные на дне современного океана гидрогенные конкреции и корки с аномально высокими (до первых процентов от массы) концентрациями Co, Cu, Li, Mo, Ni, Pb, Zn, Y и REE не имеют аналогов в геологических разрезах прошлого. Поэтому используемые для диагностики гидрогенных образований диаграмма Fe–Mn–(Co+Ni+Cu) Э.Бонатти с соавторами [7] и ее более поздние модификации [11] лишены смысла в «континентальной» геологии.

С позиции генетических реконструкций принципиально важно выявить геохимические отличия гидротермальных от собственно осадочных (и/или диагенетических) отложений, образующимися без участия каких-либо глубинных растворов. Обычно, в качестве одного из ключевых аргументов в пользу гидротермальной поставки марганца в область седиментации приводятся повышенные (сверхкларковые) концентрации в марганцевых породах таких микроэлементов, как As, Ba, Co, Cu, Mo, Ni, Pb, Zn и др. Но насколько этот аргумент в действительности корректен? С целью ответа на этот вопрос мы провели сравнение геохимии

двух генетических различных типов марганцевых отложений современного океана: 1) гидротермальных марганцевых корок Тихого океана (по данным из работ [1, 8, 9]); 2) седиментогенно-диагенетических марганцевых стяжений Балтийского, Белого, Баренцева и Карского морей (по данным из работ [2, 4]).

Хорошо известно, что гидротермальные марганцевые корки Тихого океана обогащены As, Ba, Cd, Co, Cu, Mo, Ni, Pb, Sb, W и Zn, средние концентрации которых от 3 до 100 раз превышают соответствующие кларки. Это становится еще более очевидным, если сравнивать с кларком не прямые, а нормированные на алюминий ( $[C_i/C_{Al}]_{\text{образец}}/[C_i/C_{Al}]_{\text{кларк}}$ ) концентрации элементов (Рисунок 1). Такой способ позволяет оценить степень обогащения (или «истощения») марганцевоносных отложений микроэлементами относительно «фонового» литогенного вещества.

Вместе с тем, необходимо подчеркнуть, что отмеченная закономерность носит статистический характер и справедлива для большого объема выборки, характеризующего крупные структуры и территории. Реальные дисперсии концентраций микроэлементов очень велики. Разница между минимальными и максимальными значениями, как правило, составляет 1–3 порядка. В результате, далеко не во всех случаях наблюдается обогащение гидротермальных отложений микроэлементами.

Седиментационно-диагенетические марганцевые скопления в осадках эпиконтинентальных морей по сравнению с фоновыми отложениями обогащены P, As, Ba, Cd, Co, Mo, Ni, Sb, Sr, W и некоторыми другими микроэлементами (Рисунок 1). Но, так же как в предыдущем случае, в силу больших дисперсий концентраций элементов, из этого правила существует множество исключений. Принципиально важно отметить следующее: по своей геохимии марганцевые конкреции Балтийского, Белого и Карского морей имеют много общего с гидротермальными корками Тихого океана. Наблюдаемые же различия следует рассматривать лишь как статистически проявленную тенденцию, а не как строгую закономерность. Так, гидротермальные марганцевые скопления, по сравнению с отложениями осадочного (не гидротермального) генезиса в среднем характеризуются более высокими концентрациями Cd, Cu, Li, Mo, Sb и W. В тоже время осадочные породы обогащены P, As и Th. Однако, если на диаграмму (Рисунок 1) нанести не только средние значения, но и интервалы дисперсий, то отмеченные особенности окажутся вовсе не очевидными.

Таким образом, сами по себе повышенные концентрации микроэлементов в породах без учета другой геологической информации не являются надежными индикаторами участия гидротерм в образовании марганцевоносных отложений. С одной стороны, даже типичные гидротермальные осадки не обязательно содержат сверхкларковые концентрации микроэлементов, а, с другой, – явные седиментационно-диагенетические скопления могут

быть обогащены ими. Этот на первый взгляд неожиданный результат имеет адекватное объяснение. Дело в том, что физико-химические и литологические условия образования марганцевых осадков благоприятны также для накопления в них и целого ряда микроэлементов. Но, источники, как марганца, так и микроэлементов, и способы поступления вещества в область седиментации в разных геологических обстановках могут быть принципиально разными. Отсюда возникают объективные трудности в использовании геохимических данных при реконструкции условий генезиса марганцевых пород (руд).

Особую группу микроэлементов составляют лантаноиды (РЗЭ). Дисперсии концентраций РЗЭ также могут быть достаточно велики. Тем ни менее, конфигурации спектров РЗЭ в марганцевых отложениях различного происхождения вполне индивидуальны (рис. 2) и, следовательно, генетически информативны [4, 6]. К уже известным данным, на представленной здесь диаграмме добавлен спектр РЗЭ в рудоносных отложениях, образующихся при осаждении марганца из вод анаэробных бассейнов в период прекращения режима стагнации (спектр 5). Такой тип спектра РЗЭ (не высокие концентрации лантаноидов и  $Ce_{an} > 1$ ) типичен для марганцевых пород, локализованных в черносланцевых осадочных толщах [3, 10]. Он указывает на изначальное накопление растворенного марганца в анаэробных условиях. Но, сам источник марганца остается неизвестным, им могут быть гидротермальные растворы (разной природы), речной сток, процессы диагенеза и др.

Выводы: 1) диаграмма Fe–Mn–(Co+Ni+Cu) не корректна для генетической характеристики марганцевых отложений древних осадочных толщ; 2) гидротермальные и седиментогенно-диагенетические отложения не различимы по концентрации большинства микроэлементов; 3) в генетическом плане, на сегодняшний день, наиболее информативными элементами являются лантаноиды (РЗЭ).

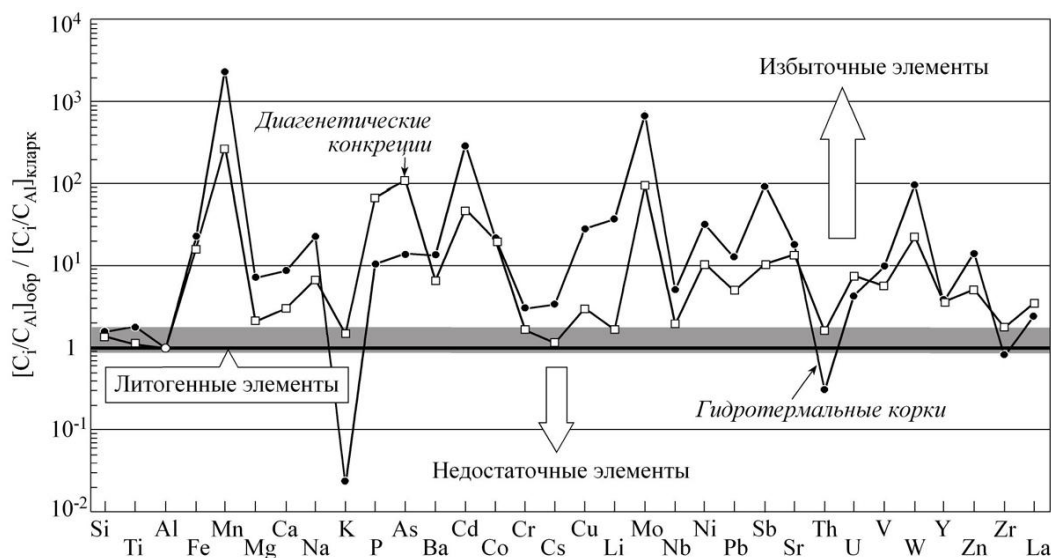


Рисунок 1 - Нормированные на алюминий средние концентрации элементов в гидротермальных марганцевых корках Тихого океана и диагенетических конкрециях эпиконтинентальных морей. Составлено по данным из работ [1, 2, 4, 8, 9]

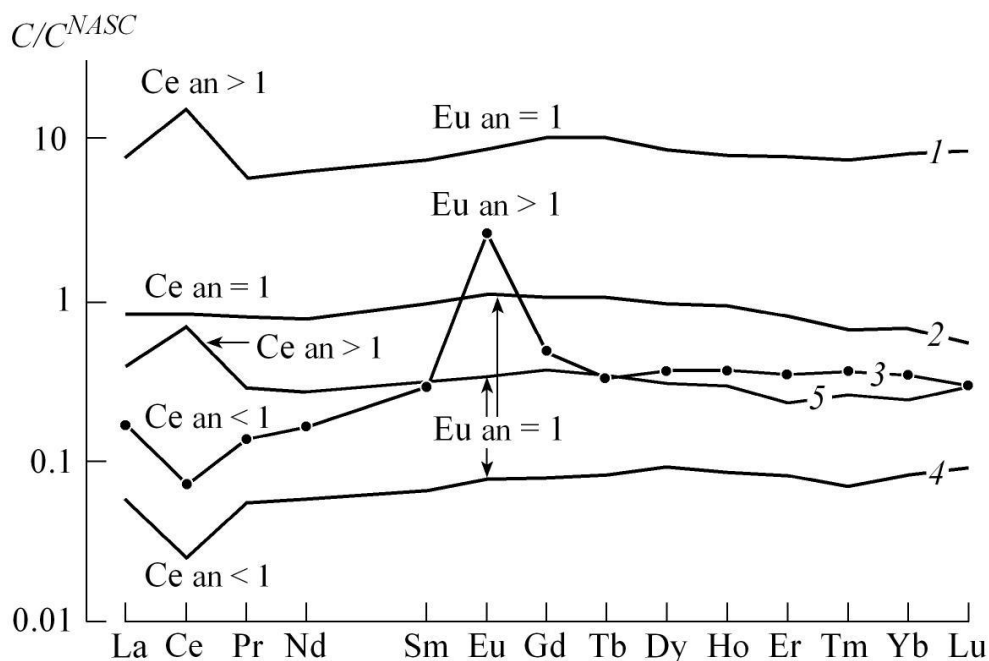


Рисунок 2 - Принципиальные конфигурации спектров редкоземельных элементов в марганцевых отложениях различного генезиса.

Генетические типы марганцевых отложений: 1 – гидрогенные, на примере оксидных железо-марганцевых корок Тихого океана [4]; 2 – диагенетические, на примере кутнагоритовых пород Пай-Хоя; 3 и 4 – гидротермально-осадочные, приуроченные к вулканогенным толщам, на примере браунитовых руд Дурновского месторождения, Кемеровская область (3) и карбонатно-силикатных пород Южно-Файзулинского месторождения, Южный Урал (4); 5 – гидротермально-осадочные, приуроченные к черносланцевым осадочным толщам, на примере родохрозитовых руд Парнокского месторождения, Полярный Урал

#### Литература:

1. Батулин Г.Н. Рудные ресурсы океана // Литология и полезные ископаемые, 2000. № 5. С. 451–477.
2. Батулин Г.Н., Дубинчук В.Т. О составе железомарганцевых конкреций Рижского залива (Балтийское море) // Морская геология, 2009. № 1. С. 121–130.
3. Брусницын А.И. Парнокское марганцевое месторождение, Полярный Урал: минералогия, геохимия и генезис руд. СПбГУ: Институт наук о Земле, 2015. 116 с.
4. Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 359 с.
5. Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Г.Н.Батулин и др. Исследование марганцевой и железомарганцевой минерализации в разных природных обстановках методами сканирующей электронной микроскопии. М.: Эслан, 2012. 471 с.
6. 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 // Chemical Geology, 2014. Vol. 381. P. 1–9.



7. *Bonatti E., Kraemer T., Rydell H.* Classification and genesis of submarine iron-manganese deposits // Papers from a conference on ferromanganese deposits on the Ocean floor. Natl. Sci. Found., 1972. P. 149–166.

8. *Hein J.R., Schulz M.S., Dunham R.E., Stern R.J., Bloomer S.* Diffuse flow hydrothermal manganese mineralization along the active Marian and southern Izu-Bonin arc system, western Pacific // *Journal of Geophysical Research*, 2008. Vol. 113. B08S14, doi. 10.1029/2007/JB005432.

9. *Maynard J.B.* Manganiferous sediments, rocks and ores // *Treatise on Geochemistry*. Vol. 7. Sediments, diagenesis, and sedimentary rocks. Elsevier, 2003. P. 289–308.

10. *Munteanu M., Marincea S., Kasper H.U., Zak K., Alexe V., Trandafir V., Saptefrati G., Mihalache A.* Black chert-hosted manganese deposits from the Bistritei Mountains, Eastern Carpathians (Romania): petrography, genesis and metamorphic evolution // *Ore geology reviews*, 2004. Vol. 24. P. 45–65.

11. *Wegorzewski A.V., Kuhn T.* The influence of suboxic diagenesis on the formation of manganese nodules in the Clarion Clipperton nodule belt of the Pacific Ocean // *Marine Geology*, 2014. Vol. 357. P. 123–138.

## **АФАНИТОВОЕ ФОСФАТОНАКОПЛЕНИЕ - ПЕРВАЯ СТУПЕНЬ - ЭВОЛЮЦИОННОГО РАЗВИТИЯ ПРОМЫШЛЕННОГО ФОСФОГЕНЕЗА.**

**А. Ф. Георгиевский<sup>1</sup>, В. М. Бугина<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*РУДН, Москва, e-mail: geo.gaf@yandex.ru*

<sup>2</sup>*РУДН, Москва, e-mail: vika13718@yandex.ru*

После классических работ Н.М.Страхова по теории литогенеза представления об эволюционном характере процессов фосфоритообразования в истории Земли стали активно разрабатываться ведущими отечественными и зарубежными геологами – фосфатчиками Уже на первых этапах таких исследований [2] было показано, что в исторической перспективе фосфоритообразование менялось под воздействием комплекса факторов, включая тектонический, палеоклиматический, палеогеографический, состояния гидро- и атмосферы, развития биоса, а также возможных источников фосфора. Благоприятное сочетание этих и других менее значимых факторов вело к возникновению различных литологических разновидностей фосфоритов и промышленных типов их месторождений. При этом, если появление в стратиграфическом разрезе отдельных литологических разновидностей относится к категории случайно повторяющихся явлений, то формирование промышленных типов месторождений подчинено процессам планетарного значения, которые проявились в форме эпох фосфатонакопления. Смена их во времени сопровождалась последовательным возникновением ряда давно известных промышленных типов месторождений микрозернистых (венд-кембрий), ракушняковых (ордовик), желваковых (верхняя юра-мел) и зернистых фосфоритов (верхний мел-палеоген). Нельзя сказать, что данная последовательность имела строго выраженную направленность. Отклонением от нее стало

повторное мощное проявление микрозернистого фосфоритообразования пермской формации «Фосфория». Но, во первых, оно было выражено в локальном регионе и, во вторых, по сути, представляло собой кратковременный рецидив уже сошедшего с исторической арены геологического процесса. Вместе с тем, следует отметить, что не все исследователи безоговорочно поддерживают указанную эволюционную направленность фосфогенеза, справедливо отмечая присутствие в разных литологических разновидностях близких или даже одинаковых структурных морфологических обособлений фосфата. Например, микроконкреций и оолитов в микрозернистых и зернистых фосфоритах, биогенных остатков в ракушняковых, зернистых, а также желваковых фосфоритовых литотипах. Наконец, хорошо известны случаи появления фосфоритовых конкреций–желваков на участках выклинивания залежей микрозернистых и зернистых фосфоритов. Безусловно, все отмеченные факты существуют в природе, но их роль становится малозаметной, как только возникает необходимость в анализе материала на более «высоком» уровне обобщения – на уровне формирования генетических типов промышленных фосфоритовых месторождений. Очевидно, основу таких природных объектов составляют абсолютно доминирующие на месторождениях литологические разновидности фосфоритов с их индивидуальными вещественно-минеральными, структурно-текстурными и генетическими особенностями. В свою очередь, последние являются ключевыми, поскольку аккумулируют в себе палеотектонические, климатические, фациальные, палеогеографические и другие признаки обстановок фосфатонакопления. Для пояснения сказанного достаточно вспомнить фундаментальную работу [4], в которой показано влияние климатических условий на масштабы и типы фосфогенеза: бедного – желвакового, приуроченного к поясам теплого влажного климата, и богатого- зернистого, с колоссальными своими запасами в бассейнах жарких аридных зон. Другим примером своеобразного промышленного фосфогенеза и, одновременно, ярким показателем его эволюционного развития, служат огромные скопления ракушняковых фосфоритов в Прибалтике и юге Сибирской платформы. Единожды возникнув в ордовикское время при уникальной вспышке жизнедеятельности беззамковых брахиопод, такие руды уже никогда в столь массовом количестве не появлялись в истории Земли, и не становились объектом добычи.

Все вышеизложенное позволяет заострить внимание на малоосвещенной в литературе проблеме существования еще одного, наиболее раннего в геологической истории, промышленного генетического типа фосфатонакопления – афанитового. В качестве литологической разновидности эти фосфориты были выделены в работе [2]. Первые признаки афанитовой минерализации установлены в оскольской серии нижнего протерозоя Воронежской антеклизы. Последними отголосками процесса стали нижнепермские

фосфориты Селеукского проявления Южного Урала. Пик афанитового промышленного фосфогенеза приурочен к началу эдиакарской эпохи.

Афанитовые фосфориты сложены лентовидными однородными «бесструктурными» фосфатными слойками или их фрагментами. Выделяются две формы такой минерализации. Первая развита незначительно и встречается на месторождениях микрозернистых фосфоритов в виде тонких прослоев. При их разрушении подводными течениями возникают фосфатные зерна, после перебива и сгуживания которых и образуются микрозернистые фосфориты (бассейны Янцзы, Каратау, Джорджина и др.). Вторая, менее распространенная форма афанитового фосфогенеза, имеет промышленное значение, поскольку представлена месторождениями собственно афанитовых руд, где доля перебитого фосфатного материала ничтожно мала. (Окино –Хубсугульский бассейн, платформа Янцзы и ряд других районов). В классификации [3] они рассматриваются в качестве частного случая микрозернистого промышленного типа фосфатонакопления. Однако, комплекс современных геологических данных не позволяет согласиться с такими представлениями. Изучение проблемы показывает, что, несмотря на присутствие афанитовых слойков в продуктивных пачках микрозернистых фосфоритов, между месторождениями этих руд имеются принципиальные генетические различия. Чтобы это понять, целесообразно еще раз обратить внимание на особенности этих природных образований, и, прежде всего, на пространственную и временную разобщенность сопоставляемых месторождений. Так, в пределах крупнейшего эдиакарского фосфоритоносного бассейна платформы Янцзы в Китае выделяются два уровня промышленного фосфоритонакопления, один из которых относится к верхнему синию (венду?), а другой – к нижнему кембрию. Первый уровень – это время массового накопления преимущественно слойковых афанитовых фосфоритов. Второй уровень - пик формирования микрозернистых руд [1]. Важно отметить, что на всей огромной Китайской платформе отсутствуют разрезы эдиакария, где одновременно вскрываются оба фосфоритовых уровня. Иными словами, нижнекембрийский «микрозернистый» и верхнесинийский (вендский?) «афанитовый» фосфоритоносные бассейны пространственно были разобщены и развивались как самостоятельные области по своим собственным законам. Другие отличительные черты эдиакарского «афанитового» фосфоритообразования, наиболее ярко выражены в Окино-Хубсугульском бассейне (юг Сибири и пограничные районы Монголии). К таким отличиям относятся: 1). Принципиально иной механизм рудообразования. При микрозернистом фосфогенезе месторождения формировались в результате многократных перебивов и сгуживания фосфатного материала. При афанитовом рудогенезе шла массовая диагенетическая фосфатизация осадков, с образованием *in situ* лентовидных фосфатных конкреций. Перебивы негативно влияли на качество конкреционно - слойковых афанитовых

руд, т.к. из-за кратковременности не концентрировали, а рассеивали фосфатный материал.

2). Принципиально отличные палеотектонические обстановки микрозернистого и афанитового фосфатонакопления. В первом случае – это стабильные мало подвижные и слабо прогибающиеся области, с медленными темпами седиментации, протекавшей на фоне длительных перемылов осадков. Во втором случае фосфатонакопление было приурочено к относительно подвижным участкам земной коры с беспокойным, сейсмически активным тектоническим режимом, при котором разнонаправленные движения формировали разноранговые разрывные и складчатые конседиментационные структуры, контролировавшие размещение фосфоритоносных свит, пачек и пластов афанитовых фосфоритов. «Подвижность» отмеченных рудовмещающих палеоструктур, определяла своеобразный, отличный от других типов месторождений характер осадконакопления. Типичным для него было: а). Резкая фациальная изменчивость продуктивных свит, пачек, пластов и значительные их мощности (для свит – 500 - 800 м; для пачек - 60 - 120м); б) Цикличное строение свит и закономерная приуроченность к регрессивным частям циклов фосфоритных пачек, а фосфоритных пластов - к границам более мелких ритмов, выделяемых в разрезах пачек; в). Высокая скорость осадконакопления (для фосфоритных пачек ~2,4 м за 1000 лет); г). Кратковременность их формирования (~ 30 тыс. лет); д). Эфемерность и отрицательная роль перемылов осадочного материала во время формирования фосфоритных пластов; е). Интенсивно выраженная диагенетическая фосфатизация осадков, протекавшая на фоне ускоренной седиментации и стимулированная энергичным поступлением на дно планктоногенного фосфорорганического вещества; ж). Активная деятельность бактериальных сообществ, которые способствовали химико-метасоматическому осаждению из элизионно - диагенетических вод фосфатов и их стягиванию в конкреционно - слойковые тела; з). Резко проявленные постседиментационные преобразования фосфоритов, изменявшие их вещественный состав и обогатительные свойства.

Таким образом, рассмотренный выше материал позволяет заключить, что месторождения собственно афанитовых фосфоритов необходимо выделять в самостоятельный генетический тип и рассматривать его в качестве первой ступени эволюционного развития промышленного фосфогенеза.

#### Литература:

1. Бушинский Г.И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М., 1966. 194с.
2. Красильникова Н.А. Фосфориты Сибири – закономерности геологического размещения и перспективы поисков. Автореф. докт. дисс., М., 1966. 27с.
3. Соколов А.С. Генетическая классификация месторождений фосфатных руд. Известия ВУЗ, 1995, № 5. с.59-68.

4. Шатский. Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. Вкн.: Совещание по осадочным породам. Вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 7-100.

## УГЛЕВОДОРОДЫ В ЭФЕМЕРНЫХ $Fe^{2+}$ - СОДЕРЖАЩИХ ТРИОКТАЭДРИЧЕСКИХ СМЕКТИТАХ В ОСАДОЧНЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУДАХ КЕРЧИ

Е.В. Голубовская

ГИН РАН, Москва, e-mail: golubovskaya61@mail.ru

В данной работе на основе детальных минералогических исследований автором устаовлено наличие углеводородов в неокисленных пробах «табачных» руд керченских железорудных месторождений. Показано, что исчезновение основной массы углеводородов происходит в процессе окисления породы на воздухе. Установлено, что присутствие алкенов в интерстиционных промежутках руды предотвращает процесс окисления породы.

Слоистые силикаты группы смектитов широко распространены в осадочном чехле. Для некоторых из них характерна эфемерность структуры и быстрые твердофазные трансформации, связанные с малейшими изменениями окружающей обстановки [3, 5, 9].

Настоящая работа основана на прецизионных минералогических исследованиях углеводородсодержащих железистых смектитов «табачных» руд Керченского железорудного бассейна [2].

Помимо гидроксидов железа основной составной частью руд являются слоистые силикаты. В керченских табачных рудах ранее диагностировали смесь гидрогелей кремния и алюминия, позднее шамозит, лептохлорит, феррихлорит, гидроферрихлорит, причем указывали на специфику керченских хлоритов; Fe-Al-бейделлит, аморфизованное алюмокремниевое вещество, подобное аллофаноиду, и различные смешанослойные образования [1, 7, 8].

*In situ* «табачные» руды имеют темно-зеленый цвет, что хорошо видно в свежем керне скважин и в стенках карьеров. При соприкосновении с воздухом руды в течение 2-4 часов приобретают бурую окраску, мелкие трещины усыхания. Описанные изменения руд связывали с окислительными процессами, поэтому робы консервировали в аргоновой среде, что позволяло сохранить породу без изменений.

Помимо гидроксидов железа основной частью неокисленных «табачных» руд месторождений являются триоктаэдрические смектиты, содержащие в структуре двухвалентное железо, которые очень нестойки и при соприкосновении с воздухом испытывают твердофазное превращение в диоктаэдрические нонтрониты с параллельным

образованием оксидов железа. Кроме того, в руде идентифицируется аморфное вещество и незначительное количество хлорита, слюды, кварца. Исследования триоктаэдрического  $Fe^{2+}$ -содержащего смектита из «табачных» руд показали, что в природном (неокисленном) состоянии в его межслоевых промежутках может находиться наряду с обменными катионами Ca, Na, Mg определенное количество органического материала [6]. Данные дифракционных исследований свидетельствуют о том, что при окислении разрушаются органические молекулы в межслоевом пространстве смектита. Таким образом, по-видимому, органическое вещество может создавать редуцирующую обстановку и являться как бы буфером или «щитом», ограждающим процесс окисления  $Fe^{2+}$ -ионов в структуре смектита [6].

Особый интерес в изучении этой группы слоистых силикатов занимает проблема устойчивости двухвалентного железа в структуре минерала и его перехода в трехвалентное состояние в окислительной обстановке.

По результатам хромато-масспектрометрического анализа неокисленных проб «табачной» руды (сохраненной в аргоне) было установлено в их составе наличие углеводородов и их производных, относящихся к нескольким классам: 1) алканам – пентан, гептан, декан, ундекан, додекан; 2) производным нормальных алканов с разветвленной цепью – метилпентан, 2-метилпентан, 3-метилпентан, 2-метилгексан, 3-метилгексан; 3) алкенам – бутен, гептен, октен, додецен; 4) производным алкенов – метилбутен; 5) диеновым углеводородам – гексадиен; 6) ароматическим углеводородам – бензол, толуол; 7) спиртам – этанол; 8) сложным эфирам – этилацетат; 9) альдегидам – ацетальдегид, бутеналь, гексаналь, гептаналь, октаналь, нонаналь; 10) кетонам – ацетон, метилгексанон, циклогексанон, циклогексенон; 11) нитрилам (цианидам) – метилбензонитрил; 12) гетероциклическим соединениям – пентилфуран. Общее содержание углеводородов и их производных составляет 5,49 мг/кг.

В образце, окисленном на воздухе в течение 24 ч, в течение которых окраска образца менялась с черно-зеленой на буровато-коричневую, и, как показали детальные минералогические исследования, происходило твердофазное превращение триоктаэдрического смектита, содержащего органическое вещество в межслоях, в диоктаэдрический нонтронит [6], установлено наличие диоксида и дисульфида углерода, а также ароматических углеводородов (бензола и толуола), сложных эфиров (этилацетата) и альдегидов (акролеина). Состав углеводородов и их производных в образце, подвергнутому окислению в течение 7 дней, практически не отличается от предыдущего. В нем обнаружены уксусная кислота и сложный эфир (бутилацетат), но не встречен толуол.

Таким образом, в пробах «табачной» руды Керченских железорудных месторождений «исчезновение» основной массы углеводородов и их производных происходит в процессе

окисления породы на воздухе в первые сутки, т.е. в процессе твердофазных превращений триоктаэдрического  $Fe^{2+}$ -содержащего смектита, когда испаряются наиболее летучие углеводороды. При дальнейшем пребывании пробы на воздухе качественных изменений уже не происходит. Особый интерес представляют алкены (непредельные углеводороды). Идентифицируемые в образце неокисленной пробы – бутен, метилбутен, гептен, октен, додецен. Химическое поведение алкенов определяется наличием двойной связи С-С (углерод-углерод). Типичными для них являются реакции присоединения. Формально процесс сводится к разрыву двойной связи и к присоединению реагента к двум соседним атомам углерода. По этой схеме к двойным углерод-углерод связям могут присоединяться гидроксильные группы (в реакциях окисления), кислород, различные органические вещества и др. Алкены легко подвергаются действию окислителей, резко отличаясь в этом отношении от алканов и производных углеводородов. В зависимости от условий окисления могут образовываться различные продукты – диоксид углерода, спирты, кислоты, кетоны [4]. Таким образом, присутствие алкенов в породе указывает на подавленный потенциал кислорода в системе. В то же время, при наличии атомарного водорода или сероводорода из-за своей реакционной способности алкены восстанавливаются или полимеризуются с образованием алканов еще в процессе раннего диагенеза. Однако восстановительных условий, определяющихся преобладанием сероводорода не наблюдается, так как сульфиды железа в руде отмечены только в единичных случаях.

Следовательно, толчком для реакции окисления  $Fe^{2+}$ -содержащего триоктаэдрического смектита и его твердофазного превращения в  $Fe^{3+}$ -нонtronит может являться «исчезновение» углеводородов - алкенов. Таким образом, можно предположить, что находясь в интерстициях в руде, а также, по-видимому, в межслоевых промежутках  $Fe^{2+}$ -содержащих триоктаэдрических смектитов непредельные углеводороды (алкены) могут являться буфером, ограждающим процесс окисления  $Fe^{2+}$ -ионов в структуре минерала в природном состоянии.

#### Литература:

1. Арбузов В.А., Бобрушкин Л.Г., Литвиненко А.У. и др. Керченский железорудный бассейн. М. : Недра, 1967.- 576 с.
2. Голубовская Е.В. Фациальные и геохимические особенности железорудного комплекса Керченских месторождений // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 3. С. 259-273.
3. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: Сметиты, смешанослойные образования. : Наука. 1990 (Тр. Гин АН СССР; Вып. 446). - 212 с.
4. Потапов В.М., Татаринчик С.Н. Органическая химия. М.: Химия. 1976. - 503 с.
5. Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса. М.: Геос. 2006. - 608 с.
6. Цикурский С.И., Голубовская Е.В. Сметиты «табачных» руд Керченских месторождений // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 2 С. 58-73.

7. Шнюков Е. Ф. Генезис железных руд Азово-Черноморской рудной провинции. Киев: Наук. Думка, 1965. - 196 с.
8. Шнюков Е. Ф., Орловский Г. М. Оолиты. Киев: Наук. Думка, 2008. - 215 с.
9. Япаскурт О. В. Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования. Учеб. Пособие – М.: Эслан. 2008. – 356 с.

## **ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ АПТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ**

**Д.Н. Давыдов, А.В. Черешинский, А.В. Крайнов**

*ВГУ, Воронеж, e-mail: francaisdm@mail.ru*

В данной работе рассмотрены особенности литологии отложений аптского возраста и связанные с ними полезные ископаемые.

Образования аптского яруса широко распространены на территории Воронежской антеклизы. Большой вклад в изучение стратиграфии и литологии аптских образований внесли работы Н.П. Хожайнова, А.Д. Савко и др. [1, 2, 3].

В результате проводимых НИИ Геологии ВГУ работ по геологическому доизучению листа М-37-III (Касторное) аптские отложения были детально изучены, выявлены закономерности размещения полезных ископаемых на рассматриваемой площади.

В местной стратиграфической схеме (Легенда Воронежской серии листов Госгеолкарты – 200) аптский ярус представлен отложениями зушской толщи, криушанской, девицкой и волчинской свит.

Зушская толща распространена на крайнем северо-западе листа, на остальной территории развиты криушанская, девицкая и волчинская свиты. Данные образования с размывом залегают на образованиях готеривского и барремского времени, а на юге листа, в отдельных разрезах, на образованиях верхнего девона. Толща сложена преимущественно песками с прослоями глин, которые накапливались в морских условиях. Пески серые, желтовато-серые, разномерные, преимущественно мелкозернистые, с единичными гравийными зернами кварца, в различной степени слюдистые, слабо глинистые. Глины отмечаются в виде прослоев в песках, они светло-серые и серые со слабым желтоватым оттенком, гнездами и прослоями запесочены. Мощность толщи до 21 м.



Криушанская, девицкая и волчинская свиты имеют широкое распространение и отсутствуют только на северо-западе и востоке листа, в пределах современных и неогеновых речных долин.

Криушанская свита распространена наиболее широко, встречается во всех разрезах, залегает в основании аптской пачки. Свита представляет собой русловой аллювий, в ее строении преобладают пески.

Пески от светло-серых до рыжевато-бурых, разномерные, при преобладании средне- и мелкозернистых, плохо сортированные, кварцевые, с прослоями грубозернистых и гравийных песков. Пески в различной степени глинистые и алевритистые, при преобладании в разрезах чистых песков. Для них характерна хорошо выраженная косая разнонаправленная слоистость, состоящая из серии косослоистых ритмов, разделенных прослоями с горизонтальной слоистостью.

Девицкая свита согласно залегает на криушанской, имеет широкое распространение, представлена пойменно-старичными фациями, сложенными песчаными и глинистыми породами. Глины от светло-серых и белых до темно-серых, плотные, каолиновые, преимущественно слабо песчаные и алевритистые, в них отмечаются углефицированные растительные остатки, имеющие прижизненное положение. В пределах Латненского месторождения огнеупорных глин (на востоке листа) выделяют до 4-5 горизонтов глин разделенных прослоями светло-серых и серых алевритов. Пески от светло- до темно-серых, средне- тонкозернистые, неравномерно глинистые и алевритистые, с горизонтально-волнистой слоистостью. Мощность свиты очень непостоянна и колеблется от 1 до 19 м.

Волчинская свита согласно залегает на девицкой, не имеет сплошного распространения, отсутствуя на юго-западе листа, представлена песками и песчаниками.

Разрез волчинской свиты начинается с песков, окрашенных в сиреневые, коричневые и бурые тона. Пески мелко- тонкозернистые, хорошо сортированные, кварцевые, с отдельными прослоями среднезернистых песков. Для них характерна хорошо выраженная тонкая горизонтальная слоистость. Выше по разрезу залегают линзы и прослои песчаников, они не имеют сплошного распространения, развиты фрагментарно, в основном отмечаются на севере и востоке территории. Песчаники от светло-серых до серых, мелко- тонкозернистые, хорошо сортированные. Песчаники от слабых до крепких и сливных, на кварцевом цементе. Мощность песчаников достигает 2,6 м.

В кровле свиты залегают светло-серые и белые пески мелко- тонкозернистые, хорошо сортированные, кварцевые, неглинистые. Мощность свиты до 7 м. В сводных разрезах мощность криушанской, девицкой и волчинской свит не превышает 26 м.

На площади листа среди отложений аптского яруса известно одно крупное месторождение огнеупорных глин – Латненское, а также шесть проявлений: Николаевская залежь, Горяиновское, Нижнетуровское и выделенные в ходе проведения работ по ГДП-200: Гнилушинское, Хохольское-1, Хохольское-2. Огнеупорные глины приурочены к отложениям девицкой свиты.

В пределах Латненского месторождения средняя мощность полезной толщи составляет 2,5-3,0 м, максимальная – 16,3 м, залежи имеют форму округло-вытянутых линз. Пласт огнеупорных глин представлен семью сортами (полукислые сорта глин залегают в основании толщи, а основные в кровле).

В пределах выделенных в ходе проведенных работ проявлений мощность полезной толщи составляет до 2 м. По содержанию глинозема ( $Al_2O_3$ ) выделяются глины высокоосновные (41,29 %), основные (28,06-35,48 %) и полукислые (19,92-27,42 %), с низким и средним содержанием красящих оксидов  $Fe_2O_3$  (0,78-1,77 %) и  $TiO_2$  (0,70-1,50 %).

В результате проведенных работ было выявлено Еманчинское проявление формовочных песков. Полезная толща приурочена к отложениям волчинской свиты и представлена песками светло-серыми до белых, мелкозернистыми до тонкозернистыми, хорошо отсортированными, кварцевыми. Мощность слоя составляет 2,5 м. Для песков характерен однородный химический состав. Содержание  $SiO_2$  от 98,92 до 99,08 %,  $Al_2O_3$  0,07-0,35 %,  $Fe_2O_3$  – 0,19-0,28 %. Более 80 % песка сосредоточено во фракциях 0,1 и 0,063, средний диаметр зерен 0,11-0,12 мм, модуль сортировки 69-79.

На территории листа известно одно среднее месторождений стекольных песков – Богдановское [2] и три проявления стекольных песков: Стрелицкое, Бахчевское и выявленное в результате работ по ГДП-200 – Нижневедугское. Полезная толща приурочена к отложениям криушанской свиты и представлена песком белым со слабым желтоватым оттенком, мелкозернистым, хорошо отсортированным, не глинистым. Более 90 % песчаного материала сосредоточено во фракциях 0,1-0,5 мм. Содержание  $SiO_2$  от 99,02 до 99,8 %,  $Al_2O_3$  – 0,05-0,35 %,  $Fe_2O_3$  – менее 0,1 %. Мощность полезной толщи составляет 2,5 м.

Таким образом отложения апта на изучаемой территории накапливались в широком спектре фациальных обстановок (от морских до континентальных), преимущественно в русловой и старично-пойменной фациях, что определило их латеральную и вертикальную изменчивость, с частой и резкой сменной литотипов. Условия осадконакопления были благоприятны для образования разнообразных полезных ископаемых, в том числе и таких высоколиквидных как огнеупорные каолиновые глины и стекольные и формовочные пески. С отложениями криушанской свиты связаны месторождения и проявления стекольных песков,

с образованиями девичьей свиты – огнеупорные глины, с породами волчинской свиты – формовочные пески.

Литература:

1. Савко А. Д. Литология и полезные ископаемые аптских отложений междуречья Дон–Ведуга / А. Д. Савко, В. П. Михин, Г. В. Холмовой // Труды научно-исследовательского института геологии Воронеж. гос. ун-та. – Вып. 26. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2004. – 111 с.
2. Савко А.Д. Стекольные пески в аптских отложениях междуречья Дон–Ведуга / А.Д. Савко, В.П. Михин // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология, 2005. – Вып. 1. – С. 152–165.
3. Хожяинов Н.В. Фации апской дельты Воронежской антеклизы // Литология терригенных толщ фанерозоя Воронежской антеклизы, 1979. – С. 3-26.

**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗОЛОТА И ПЛАТИНЫ В РАЗЛИЧНЫХ ВЕЩЕСТВЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПАХ ПОРОД ЧЕРНОСЛАНЦЕВОЙ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО МОРСКОГО БАССЕЙНА**

**Ю.Н. Занин, А.Г. Замирайлова, В.Г. Эдер**

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,  
Новосибирск, e-mail: Zamirailovaag@ipgg.sbras.ru*

Концентрация золота и платины в глинисто-кремнистых породах и аргиллитах баженовской свиты измеряется тысячными и сотыми долями г/т при более высоком содержании того и другого элемента в первой из этих пород, характеризующихся повышенным содержанием органического углерода, пирита и значений восстановительного режима среды формирования отложений в условиях более медленного темпа седиментации.

Баженовская свита Западно-Сибирского морского бассейна распространена на обширной территории, превышающей 1 млн. кв.км. [1]. Возраст свиты определяется как верхняя юра (титон-волжский ярус) – нижний мел (берриас). Глубина залегания подошвы свиты по изученным авторами скважинам колеблется от 1148 до 3280 м. Свита складывается достаточно широким набором компонентов, позволяющим выделять различные петрографические типы пород. Нами все породы свиты (без учета карбонатных и т.н. аномальных, занимающих в свите сравнительно небольшое место) подразделены на две группы: глинисто-кремнистые, занимающие порядка 2/3 объема свиты, являющиеся продуктом медленной фоновой седиментации, и аргиллиты, занимающие преобладающую часть остающегося ее объема, сформированные в результате более быстрого выпадения материала из турбидитных потоков.

Работа авторов по изучению содержания золота и платины в черных сланцах баженовской свиты имеет целью рассмотреть распределение концентраций этих элементов в

свите в зависимости от состава пород, в первую очередь содержания органического углерода и пирита, темпа седиментации и окислительно-восстановительных условий формирования отложений. Для анализа было отобрано 10 проб по пять по каждому типу пород (глинисто-кремнистые и аргиллиты) по одной из скважин Малобалыкской площади в центральной части Западно-Сибирского бассейна с глубин в интервале 2883-2905 м. Среднее содержание золота по проанализированным пробам в глинисто-кремнистых породах баженовской свиты составило  $0.035 \pm 0.04$  г/т, в аргиллитах –  $0.022 \pm 0.016$  г/т, содержание платины соответственно  $0.013 \pm 0.002$  и  $0.005$  г/т. А.Ф. Коробейников [4] определяет среднее содержание золота в черных сланцах как  $19.70 \times 10^{-7}$  %, т.е. как  $0.0197$  г/т. Это значение отвечает нашему содержанию элемента в аргиллитах и в два раз ниже его содержания в глинисто-кремнистых породах. М.П. Кетрис и Я.Э. Юдович [6] приводят средние значения содержания золота в кремнистых и терригенных черных сланцах как  $0.0085$  и  $0.0088$  г/т соответственно. Но в золотоносных черных сланцах оно измеряется не ниже, чем десятими долями грамма и граммами на тонну, т.е. в общем виде на один-два порядка и более превышая наши значения, достигая и существенно более высоких величин. Содержания платины в платиноносных черных сланцах колеблются от десятых долей до первых граммов на тонну [2], т.е. также, как и золото, на один-два порядка превышая его содержание в изучаемых нами отложениях. В.А. Гавшин и В.А. Захаров [7] ранее определили содержание золота в породах свиты как  $0.004$  г/т. Определения содержаний платины в свите нам неизвестны. Роль органического вещества в золото-платиновом оруденении рассматривалась в публикациях с различных позиций – условий мобилизации материала, его переноса и концентрации [5]. Мы можем говорить лишь о сопряженном содержании органического углерода и концентрации рассматриваемых элементов в наших породах. Более высокие содержания золота и платины характеризуют глинисто-кремнистые породы, отвечающие также и более высоким содержаниям органического углерода по сравнению с аргиллитами. Однако это изменение содержаний тех и других компонентов не является идентичным. Если содержание органического углерода в глинисто-кремнистых породах относительно аргиллитов возрастает в пять раз, то золота – в 1.75 раза, платины – в 2.6 раза. Можно осторожно предполагать более важную роль органического углерода в свите на концентрацию платины относительно золота. Целый ряд авторов связывают концентрацию рассматриваемых элементов в породах главным образом с пиритом. Содержание пирита в глинисто-кремнистой породе в 2.02 раза выше, чем в аргиллите. Эта величина является средней между приведенными выше значениями превышения в этой породе содержаний золота и платины относительно аргиллита, но все же более близкой к соответствующему значению для золота. В целом нам представляется

возможным принять концепцию о важной роли пирита в концентрации золота и платины в черных сланцах баженовской свиты, допуская некоторый акцент в отношении золота.

Отношение содержания золота в глинисто-кремнистой породе к содержанию его в аргиллите составляет 1.52, тогда как для платины величина подобного отношения не ниже 2.6, т.е. платина концентрировалась в глинисто-кремнистой породе более интенсивно, чем золото. Отношение содержания золота к платине в глинисто-кремнистой породе составляет 2.69, в аргиллите – 4.4, т.е. относительная концентрация золота здесь носила иной характер, чем платины. Можно думать, таким образом, что глинисто-кремнистая порода представляется более активным концентратом платины, чем аргиллит, тогда как для золота картина обратная. Поскольку глинисто-кремнистые породы сложены главным образом реликтами биогенного материала, нельзя исключить, что платина интенсивнее захватывалась биогенными формами, чем золото, т.е. она в большей степени привносилась в бассейн седиментации в растворах, тогда как для золота можно скорее допустить самородную форму, которая и здесь не являлась преобладающей, имея в виду пониженное содержание элемента в аргиллитах с преобладающим содержанием терригенного (глинистого) материала. Мы не встретили в литературе градаций содержания благородного оруденения в зависимости от показателей окислительно-восстановительных обстановок, хотя общие указания на роль восстановительного режима на концентрацию минералов платиновой группы приводятся [8]. В баженовской свите степень пиритизации железа, характеризующая этот режим, составляет для глинисто-кремнистых пород 0.94 и для аргиллитов 0.69, т.е. уровень восстановленности среды образования отложений был в последнем случае значительно ниже, но в обоих случаях он отвечает восстановительному режиму. Ранее было показано, что темп седиментации материала глинисто-кремнистых пород, отвечавший фоновому осадконакоплению, был значительно ниже по сравнению с материалом аргиллитов, рассматриваемым как продукт выпадения из турбидитных потоков [3, 9]. Более низкий темп седиментации материала глинисто-кремнистых пород способствовал, на наш взгляд, более полному связыванию рассматриваемых элементов органическим углеродом и пиритом, а возможно и глинистым материалом, из растворов, где по крайней мере часть их находилась.

В заключении можно сказать, что среднее содержание золота в изученных образцах черносланцевой верхнеюрской-нижнемеловой баженовской свиты Западно-Сибирского морского бассейна составило в глинисто-кремнистых породах  $0.035 \pm 0.04$  г/т, в аргиллитах –  $0.022 \pm 0.016$  г/т, то же для платины:  $0.013 \pm 0.002$  и  $0.005$  г/т. Повышенная концентрация золота и платины в глинисто-кремнистых породах относительно аргиллитов отвечает повышенному содержанию в первых из них органического углерода, пирита, наряду с более высокими

показателями восстановительного характера среды формирования отложений и с более медленным темпом седиментации.

Авторы искренне благодарны Н.М. Глухой, Л.А. Горчуковой Н.Г. Кармановой, А.Н. Торянику, И.М. Фоминых за химические анализы пород баженовской свиты, В.Н. Ильиной и В.Г. Цимбалист за определения золота и платины и Н.В. Аксенову за определение содержания органического углерода.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект 13-05-00059.

#### Литература:

1. *Гурари Ф.Г., Вайц Э.Я., Меленевский В.Н и др.* Условия формирования и методика поисков залежей нефти в аргиллитах баженовской свиты. М., Недра, 1988, 200 с.
2. *Гурская Л. И.* Платинометальное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. СПб: ВСЕГЕИ, 2000. 208 с.
3. *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.
4. *Коробейников А.Ф.* Особенности распределения золота в породах черносланцевых формаций // Геохимия. 1985. № 12. С. 1747-1757
5. *Юдович Я.Э, Кемпус М.П.* Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: УИФ Наука, 1994. 304 с.
6. *Ketris M.P., Yudovich Ya.E.* Estimations of clarkes for carbonaceous biolithes: world averages for trace element contents in black shales and coals // Int. J. Coal. Geol. 2009. V. 78. № 1. P. 135–148.
7. *Gavshin V.M., Zakharov V.A.* Geochemistry of the Upper Jurassic - Lower Cretaceous Bazhenov formation, West Siberia // Econ. Geol. 1996. V. 91. № 1. P. 122-133.
8. *Pařava J.* Anoxic sediments – an important environment for PGE an over-view // Ore Geology Rreviews. 1993. V.8. № 5. 425-436.
9. *Zanin Yu.N., Eder V.G., Zamirailova, A.G.* Composition and formation environments of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous black shale Bazhenov Formation (the central part of the West Siberian Basin) // Marine and Petroleum Geology. 2008. V.25. P. 289-306.

## **ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ И ФАЦИАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДРЕВНИХ ОСАДОЧНЫХ АЛМАЗОСОДЕРЖАЩИХ ТОЛЩ (НА ПРИМЕРЕ ОТДЕЛЬНЫХ ПЛОЩАДЕЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)**

**Н.Н.Зинчук**

*ЗЯНЦ АН РС (Я), Мирный, e-mail: nnzinchuk@rambler.ru*

На основании изучения геодинамических, фациальных условий формирования и вещественного состава верхнепалеозойских осадочных толщ Малоботуобинского алмазоносного района Сибирской платформы оценена роль местного (в том числе кимберлитового) материала в различных фациальных разрезах лапчанской, ботуобинской и боруллойских свит пермского возраста, что позволило высказать рекомендации как по

методологии формационно-фациального анализа, так и важности отдельных обстановок для прогнозно-поисковых работ на алмазы.

Особенности геодинамических и фациальных условий формирования древних осадочных толщ нами рассмотрены на примере одного из самых развитых в плане добычи алмазов - Малоботуобинском районе Сибирской платформы (СП), в котором перспективными для дальнейшего прироста сырья являются верхнепалеозойские отложения, в разрезе которых выделяются лапчанская ( $P_{1l}$ ), ботуобинской ( $P_{1b}$ ) и боруллойской ( $P_{2br}$ ) свиты. В пределах площади распространения отложений *лапчанской свиты* выделяется пять фациальных зон: развития аллювиальных, аллювиально-пролювиальных, делювиальных, делювиально-пролювиальных, озерно-лагунных и лагунных отложений. Эти зоны сменяют друг друга по площади и характеризует три палеоландшафтные области, отражающие условия седиментации отложений лапчанской свиты: подножий склонов и конусов выноса, речных долин (малых водотоков), заливно-лагунного мелководья бассейна. Область подножий склонов и конусов выноса отмечена в юго-западной, центральной и северо-западных частях рассматриваемой территории. Она окаймляет крупное палеоподняtie и постепенно переходит в незначительную по размерам область речных долин. В западной части региона в то время господствовали бассейновые условия седиментации. Эта область включает зону развития делювиальных и делювиально-пролювиальных образований. Здесь получили развитие фации песчано-алеврито-щебнистых элювиально-делювиальных образований (ЭД), гравийно-песчано-алевритовых осадков пролювия (ПР), алеврито-глинистых осадков застойных, зарастающих озер (ОЗ), алеврито-песчаных осадков крупных озер (ОК), углисто-глинистых осадков заиляющихся торфяных болот (БЗ) и осадков торфяных болот (БТ).

В пределах площади распространения отложений нижней части *ботуобинской свиты* выделяется несколько фациальных зон: преимущественного развития аллювиальных, подвижного мелководья бассейна, подводно-дельтовых, озерно-болотных отложений и осадков заливно-лагунного мелководья бассейна, при участии озёрно-болотных делювиально-лагунных и пролювиально-лагунных образований. По условиям седиментации все перечисленные фациальные зоны объединяются в следующие палеоландшафтные области: континентального осадконакопления, приберегового сильно подвижного мелководья, заливно-лагунного мелководья и открытого подвижного мелководья бассейна. В начале раннепермского времени широкое развитие получил комплекс фаций континентальных отложений. Затем последовало незначительное прогибание территории, что способствовало дальнейшему продвижению вод бассейна вглубь суши. В результате этого сокращалась площадь континентального осадконакопления и устанавливались преимущественно бассейновые условия седиментации, что нашло отражение в распределении фациальных зон

как по площади, так и в разрезе. В основании разреза ботубобинской свиты преобладают фации песчаных осадков русла и подводной части дельты (ПД). Они слагают основную часть разреза и выше перекрываются фациями глинисто-алеврито-песчаных осадков открытого подвижного мелководья бассейна (ОМБ), песчаных осадков баров, кос и россыпей (БКП). Фации алеврито-глинистых осадков лагун и заливов (ЛЗ) обычно залегают на отложениях открытого подвижного мелководья бассейна, осадков баров, кос, пересыпей и реке непосредственно перекрывают отложения подводной части дельты. В пределах области развития заливно-лагунного мелководья бассейна выделяются три фациальные зоны. В основании разреза отмечаются незначительные по мощности фации песчано-алеврито-щебнистых элювиально-делювиальных образований (ЭД), которые выше по разрезу перекрываются отложениями фации алеврито-глинистых осадков лагун и заливов (ЛЗ). Нижняя часть зоны развития пролювиально-лагунных отложений обычно представлена фацией гравийно-песчано-алевритовых осадков пролювия (ПР). Выше по разрезу залегают фации алеврито-глинистых осадков лагун и заливов (ЛЗ). Зона развития озерно-болотных и лагунных отложений имеет широкое площадное распространение. Здесь устанавливаются фации алеврито-глинистых осадков лагун и заливов (ЛЗ). В разрезе отмечаются также фации алеврито-глинистых осадков застойных, зарастающих озер (ОЗ), углисто-глинистых осадков заливающихся торфяных болот (БЗ), алеврито-песчаных осадков крупных озер (ОК), глинисто-алеврито-песчаных осадков открытого подвижного мелководья бассейна (ОМБ) и песчаных осадков подводной дельты (ПД).

В пределах поля развития нижней части разреза *боруллойской свиты* выделяются четыре фациальные зоны: преимущественного развития аллювиальных, аллювиально-дельтовых и подводнодельтовых отложений, а также образований открытого мелководья бассейна. Перечисленные фациальные зоны образуют три палеоландшафтные области, характеризующиеся различными условиями седиментации в начале позднепермского времени: речных долин и аллювиально-дельтовых равнин, приберегового сильно подвижного мелководья и открытого подвижного мелководья бассейна. Область речных долин и лагунно-дельтовых равнин включает в себя фациальные зоны развития аллювиальных и аллювиально-дельтовых отложений. Аллювиальная равнина получила довольно широкое развитие, окаймляя крупное позднепермское палеоподняtie, расположенное в восточной и южной части рассматриваемой территории, которая являлась в этот период областью длительного размыва. В пределах аллювиальной равнины преимущественное развитие получили фации песчано-гравийно-галечных осадков русла (АР) и песчано-алевритовых осадков поймы (АП). Меньшее распространение получили фации: алеврито-песчаных осадков крупных озер (ОК), алеврито-глинистых осадков застойных и зарастающих озер (ОКЗ), углисто-глинистых осадков



заливающихся торфяных болот, а также осадков торфяных болот. Последние обычно наблюдаются в верхних частях разрезов и нередко тяготеют к бортам долины. В западной части изученной территории получила развитие аллювиально-дельтовая равнина, которая примыкает на всём своём протяжении к довольно обширной зоне подвижной дельты. Область приберегового сильно подвижного бассейна включает в себя фациальную зону преимущественного развития подводнодельтовых осадков, для которых характерно преобладание фаций песчаных осадков подводной дельты (ПД), на которых вблизи береговой линии залегают фации алеврито-глинистых осадков застойных, зарастающих озёр (ОЗ) и алеврито-глинистых осадков лагун и заливов (ЛЗ). Область подводного открытого мелководья занимает зону преимущественного развития фаций глинисто-алеврито-песчаных осадков открытого мелководья бассейна (ОМБ). В основании позднепермского разреза залегают фации песчаных осадков подводной части дельты (ПД) и незначительные по мощности фации углисто-глинистых осадков заливающихся торфяных болот (БЗ), которые перекрываются глинисто-алеврито-песчаными осадками открытого подвижного мелководья бассейна, а также алеврито-глинистыми осадками лагун и заливов (ЛЗ).

Исследованиями показано значительное уменьшение в нижнепермское время восходящих тектонических движений в бассейнах седиментации, что привело к перестройке палеогеографической зональности и установлению перерыва в осадконакоплении на части изученной территории. Последовавшая тектоническая стабилизация и гумидный климат обусловили развитие гипергенных процессов, а геодинамические процессы привели к формированию элювиального чехла на изверженных и осадочных породах региона. Замедление тектонических движений компенсировалось осадконакоплением и заканчивалось регрессией. Минимум регрессии приходится на первую половину раннеборуллойского времени, а максимум – на конец раннеборуллойского времени. Кимберлитовый материал (алмазы и их минералы-спутники, переотложенные выветрелые продукты) в фации нижних частей разрезов поступал за счет размыва верхних горизонтов как из известных в регионе диатрем, так и тел, предполагаемых в областях денудации.

## **РОЛЬ ОСАДОЧНЫХ ПРОЦЕССОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ СКАРНОВЫХ И ЖИЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СИХОТЭ-АЛИНЯ**

**В.Т. Казаченко<sup>1</sup>, Е.В. Перевозникова<sup>2</sup>, С.Н. Лаврик<sup>3</sup>, Н.В. Скосарева<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>ДВГИ ДВО РАН, Владивосток, e-mail: vkazachenko@mail.ru

<sup>2</sup>ДВГИ ДВО РАН, Владивосток, e-mail: elenavalper@yandex.ru

<sup>3</sup>ДВГИ ДВО РАН, Владивосток, e-mail: s\_lavric@mail.ru

<sup>4</sup>ДВГИ ДВО РАН, Владивосток, e-mail: absenta2004@mail.ru

Образование скарновых и жильных месторождений связывают с позднемеловым-палеогеновым магматизмом Сихотэ-Алиня. Однако их геологическая история началась значительно раньше – с нижней границы карбона. С девона до конца триаса вблизи окраины Ханкайского массива располагались две цепочки островов, полностью или частично сложенных габброидами. Эти габброиды имеют общий мантийный источник – примитивную мантию (BSE), и образовались в результате взаимодействия плюма с осадочными породами океанической коры в основании островной дуги (сергеевский и владими́ро-александровский комплексы) и океанических плато (калиновский комплекс). Скарны и триасовые метаморфизованные металлоносные осадки (марганцевосиликатные породы, силикатно-магнетитовые руды и яшмы) изначально были продуктами размыва латеритной коры выветривания (поздний анизий-конец триаса) габброидов и присутствующих в них блоков офиолитов, которые накапливались в лагунах (в нынешнем виде, скарны) и прилегавших к островам акваториях (метаморфизованные металлоносные осадки). Свинец руд скарновых и жильных месторождений Сихотэ-Алиня имеет островодужную природу и по изотопному составу сопоставим со Pb габброидов, которые и являлись его первоисточниками. Накопление Pb скарновых месторождений происходило в лагунах (с начала карбона до позднего анизия) и прекратилось с началом погружения островов (поздний анизий). Свинец жильных месторождений заимствован из литифицированных металлоносных осадков карбон-пермского и триасового возраста, накапливавшихся в прилегавших к островам акваториях.

Начало геологической истории скарновых и жильных месторождений связывают с позднемеловым-палеогеновым магматизмом Сихотэ-Алиня. Однако она началась значительно раньше – с нижней границы карбона. С девона до конца триаса вблизи окраины Ханкайского массива располагались две цепочки островов. Их фрагменты с габброидами калиновского, сергеевского и владими́ро-александровского комплексов, во время юрской и раннемеловой аккреций были включены в структуру Сихотэ-Алиня в составе Самаркинского и Таухинского террейнов. Самый крупный аллохтон одной из цепочек с габброидами сергеевского и владими́ро-александровского комплексов известен в качестве Окраинско-Сергеевского террейна. Он сложен крупными плутонами синкинематических метагаббро сергеевского комплекса и гранито-гнейсов [5]. В габброидах присутствуют блоки метаморфизованных офиолитов. Плутоны интродированы раннеордовикскими гранитами. На юге террейна присутствуют выходы владими́ро-александровских ультрабазитов, прорывающих породы сергеевского комплекса. Аллохтоны второй цепочки с калиновскими габброидами (девон?) состоят из измененных кортландитов, верлитов, вебстеритов, пироксенитов, габброноритов, норитов, габбро, дунитов, троктолитов и лерцолитов. Согласно геохимическим (Рисунок 1) и изотопным (Рисунок 3, Рисунок 4) данным габброиды имеют общий мантийный источник – примитивную мантию (BSE), и образовались в результате взаимодействия плюма с осадочными породами океанической коры в основании островной дуги (сергеевский и владими́ро-александровский комплексы) и океанических плато (калиновский комплекс). Они различаются между собой химическим составом присутствующей в них осадочной компоненты и, вероятно, возрастом.

В Таухинском террейне известны скарновые месторождения позднемелового-

палеогенового возраста с полиметаллическими, железными и борными рудами, приуроченные к фрагментам карбон-пермских и триасовых рифов. В Самаркинском и его аналоге – Наданьхада-Бикинском, террейнах присутствуют скарново-вольфрамовые месторождения, контролирующиеся поздне триасовой пачкой кремней и карбонатных пород. Многочисленные Sn, Sn-Pb-Zn и Ag-Pb-Zn жильные месторождения поздне мелового-палеогенового возраста размещены в вулканитах Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса и флишевых отложениях Журавлевского террейна. В фрагментах триасовой кремневой формации, присутствующих в меланжевых комплексах аккреционных призм Таухинского и Самаркинского террейнов, распространены метаморфизованные металлоносные осадки - марганцевосиликатные породы, силикатно-магнетитовые руды и яшмы. Скарны и триасовые метаморфизованные металлоносные осадки изначально были продуктами размыва латеритной коры выветривания (поздний анизий-конец триаса) островов, которые накапливались в лагунах (в нынешнем виде, скарны) и прилегавших к островам акваториях (метаморфизованные металлоносные осадки). Материнскими породами осадков, как следует из геохимических (Рисунок 1, Рисунок 2) и изотопных (Sm, Nd) данных, являлись габброиды сергеевского, калиновского и владими́ро-александровского комплексов и офиолиты.

Свинец руд скарновых и жильных месторождений Сихотэ-Алиня, судя по изотопным отношениям, имеет островодужную природу и сопоставим со Pb габброидов владими́ро-александровского, сергеевского и калиновского комплексов (Рисунок 4), которые и являлись его первоисточниками. Накопление Pb скарновых месторождений происходило в лагунах (с начала карбона до позднего анизия) и прекратилось с началом погружения островов (поздний анизий) [2]. Свинец жильных месторождений накапливался в течение двух периодов. Первый, главный период - начало карбона-конец перми. Этот Pb при образовании жильных месторождений заимствован из литифицированных металлоносных осадков (предположительно, полиметаллических залежей) карбона-перми. Второй период, начавшийся сразу после завершения накопления Pb в лагунах (поздний анизий), соответствует периоду погружения островов, размыва коры выветривания и образования триасовых металлоносных осадков. Этот Pb и другие металлы заимствованы из триасовых металлоносных отложений.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 12-05-00396-а) и Президиума РАН (проект № 12-И-П27-03).

#### Литература:

1. Альмеев Р.Р. Геохимия магматизма вулкана Безымянный: признаки мантийного источника и условия фракционирования исходной магмы. Автореф. канд. диссертации. М. 2005. 26 с.

2. *Казаченко В.Т., Перевозникова Е.В., Лаврик С.Н., Скосарева Н.В.* Роль офиолитов в металлогении Сихотэ-Алиня // ДАН. 2012. Т. 444, № 4. С. 412-416.
3. *Ростовский Ф.И.* Об изотопных отношениях свинца в галенитах рудных месторождений Востока Азии // Тихоокеанская геология, 2005. Т. 24. № 2. С. 33-45.
4. *Савельева О.Л.* Ритмичность осадконакопления и следы аноксических событий в меловых (альб-сеноманских) отложениях Восточной Камчатки. Автореф. канд. дисс. Москва. 2009. 25 с.
5. *Ханчук А.И.* Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России. Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. 276 с.
6. *Condie K.C.* High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491-504.
7. *Rollinson H.R.* Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex: Longman Group UK Ltd., 1993. 352 p.

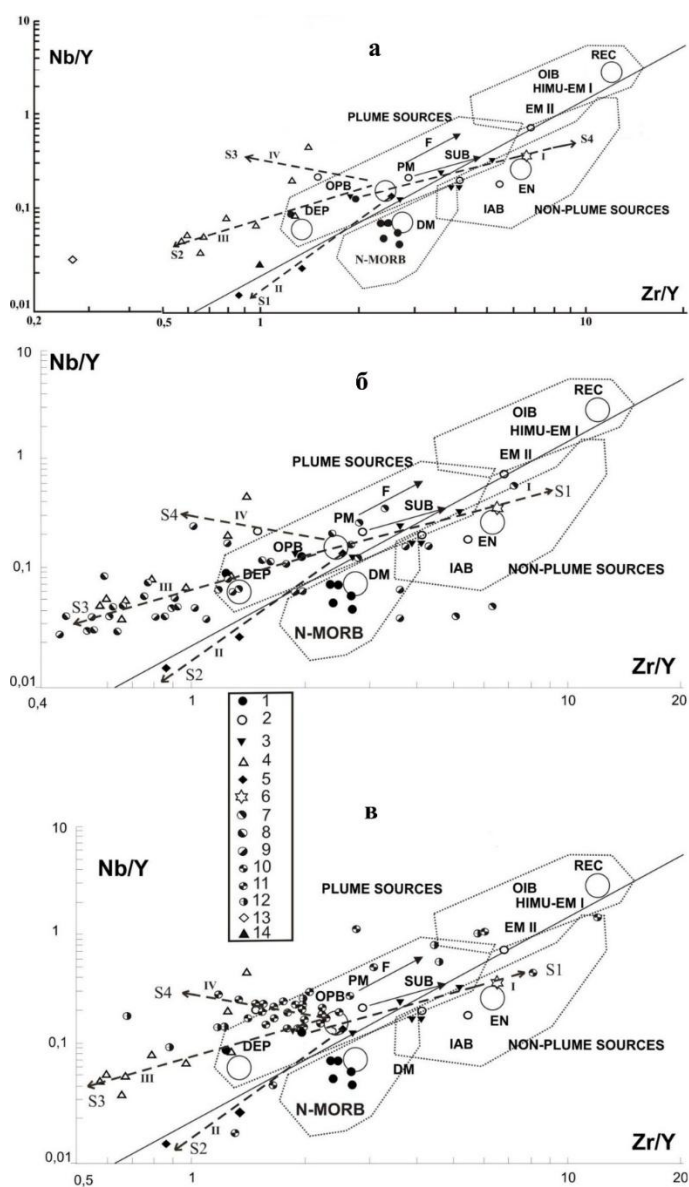


Рисунок 1 - Положение точек габброидов (а), скарнов (б) и метаморфизованных металлоносных осадков (в) на диаграмме “Zr/Y-Nb/Y”. Магматические породы (1-6): сергеевские и каменные офиолиты (1), сергеевские габброиды (2), габброиды владими́ро-александровские (3), бреевские (4), Дальнего Ку́та (5); диорит бухты Мелководной (6). Скарны (7-9): Николаевского (7), Дальнегорского боросиликатного (8) и Белогорского (9) месторождений. Метаморфизованные металлоносные осадки (10-12): силикатно-магнетитовые руды Широкопаднинской площади (10), марганцевосиликатные породы Горной (11) и Широкопаднинской (12) площадей. Меловые пелагические отложения п-ва Камчатский Мыс по средним содержаниям [4] (13,14): известняки и кремнистые известняки (13), яшмы и известковистые яшмы (14). Пунктирными линиями со стрелками показаны тренды состава пород и, одновременно, векторы изменения состава выплавки из PM в результате контаминации осадочным веществом. Римские цифры соответствуют номерам трендов. S1-S4 – осадочные породы разной фациальной принадлежности. Поля пород и точки составов по К.С. Конди [6]: OIB – плюмовые внутриплитные базальты океанических островов, OPB – базальты океанических плато, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, IAB – островодужные базальты, REC – рециклированная компонента, EN – обогащенная компонента, EM I и EM II – обогащенная мантия двух типов, HIMU – обогащенная U+Th/Pb мантия; PM – примитивная мантия, DM – верхняя деплетированная мантия, DEP – нижняя деплетированная мантия.

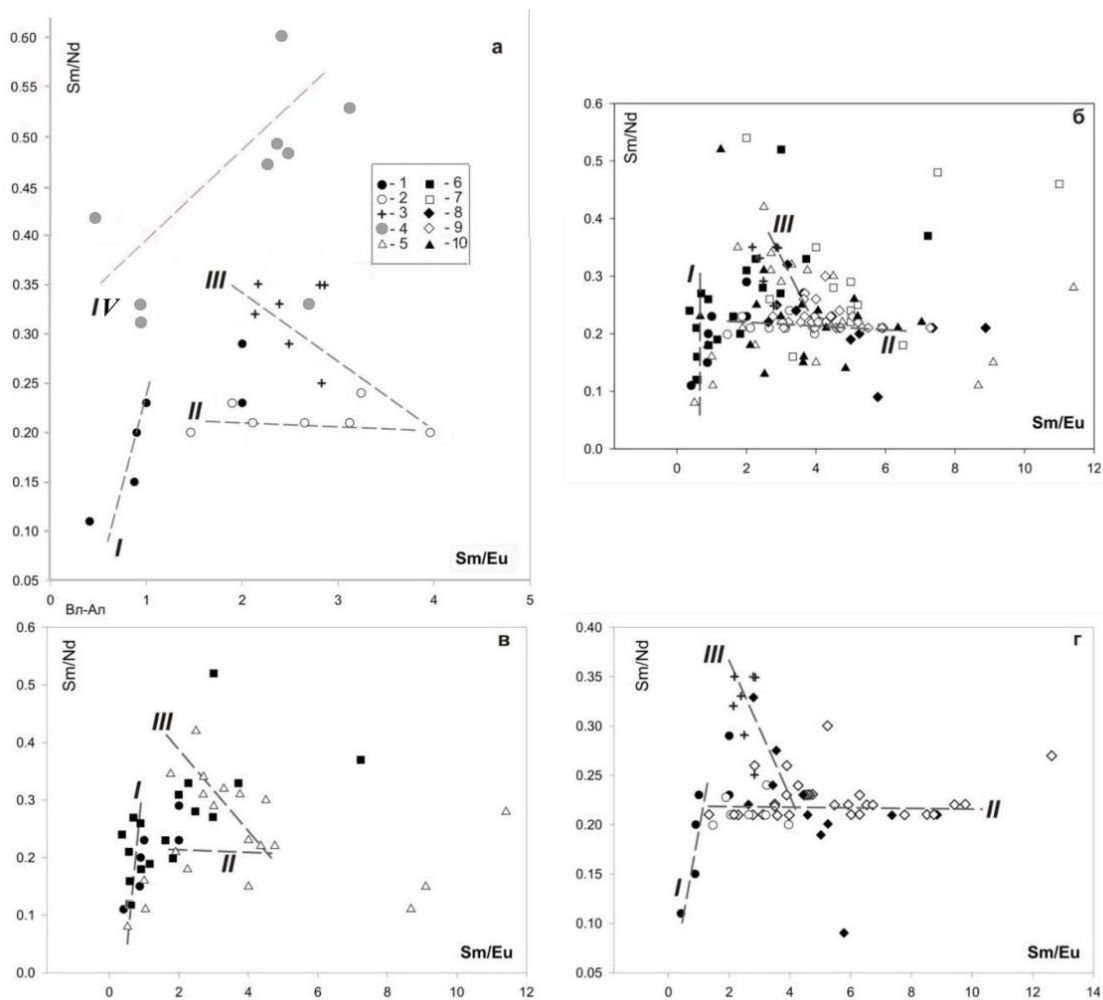


Рисунок 2 - Положение точек габброидов и офиолитов (а), габброидов, офиолитов, скарнов и триасовых контактово-метаморфизованных металлоносных осадков Сихотэ-Алиня (б-г) на диаграмме “Sm/Nd-Sm/Eu”.

Магматические породы (1-5): ультрабазиты Владимир-Александровского массива (1); каменные и сергеевские габброиды (сергеевский комплекс) (2) и офиолиты (3); бревевские габброиды (калиновский комплекс) (4).

Скарны (5-7): Белогорского железорудного (5), Дальнегорского боросиликатного (6) и Николаевского полиметаллического (7) месторождений.

Триасовые контактово-метаморфизованные осадки Сихотэ-Алиня (8-10): силикатно-магнетитовые руды (8) и марганцевосиликатные породы (10) Широкопаднинской площади Ольгинского рудного района и марганцевосиликатные породы Горной площади Малиновского рудного района (9).

Тренды (I-IV): ультрабазитов Владимир-Александровского массива (I), сергеевских и каменных габброидов с REE-спектрами IAB-типа (II) и офиолитов с REE-спектрами MORB-типа (III), бревевских габброидов (IV)

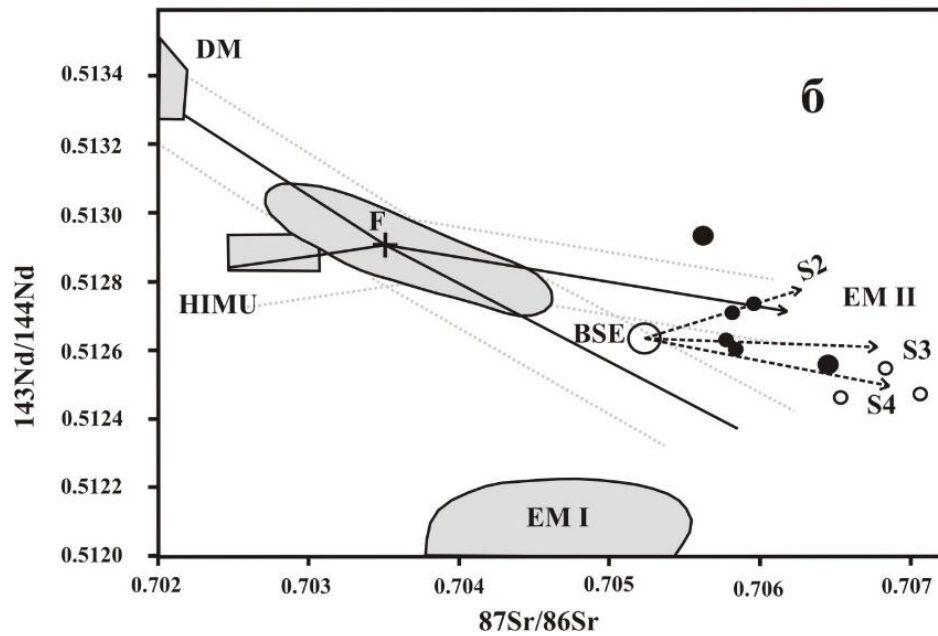
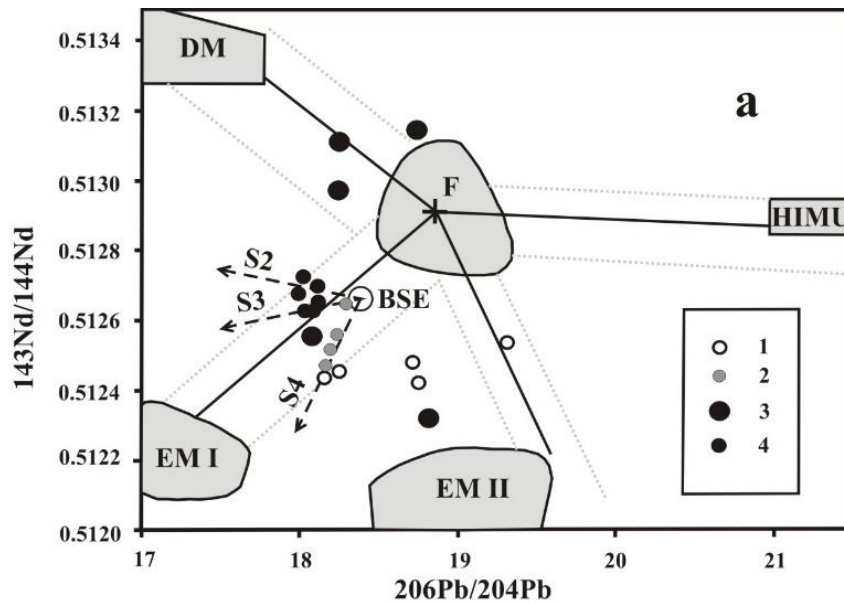


Рисунок 3 - Положение точек габброидов Сихотэ-Алиня на диаграммах  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (а) и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (б).

1,2 - сергеевские (1) и владими́ро-але́ксандро́вские (2) габброиды (сергеевский комплекс), 3 – сергеевские и каменские офиолиты, 4 - бреевские габброиды (калиновский комплекс).

DM, EM I, EM II, HIMU – конечные члены мантийного тетраэдра А. Зиндлера и С. Харта; F - внутритетраэдрный компонент. Большим кружком показано положение точки BSE по Х.Р. Роллинсону [7]

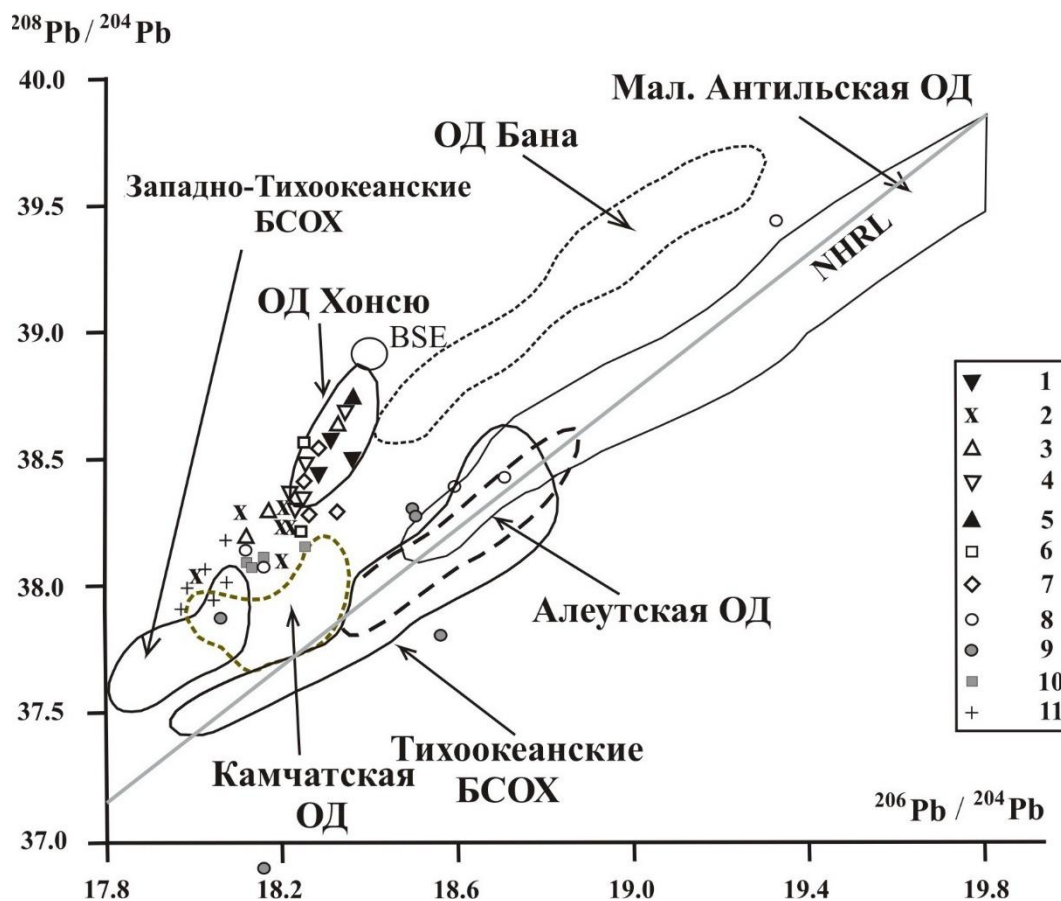


Рисунок 4 - Особенности изменения изотопных отношений Pb габброидов Сихотэ-Алиня и руд скарновых и жильных месторождений Сихотэ-Алиня.

1-7 – свинец скарновых месторождений: Верхнего (1); Николаевского (2); Первого Советского (3); Партизанского (4); Восточный Партизан (5); Второго Советского (6); Садового (7).

Магматические породы (8-11): сергеевские габброиды (8) и офиолиты (9), владими́ро-але́ксандровские (10) и бревевские (11) габброиды.

Изотопные данные для Pb галенита руд скарновых и жильных месторождений заимствованы из сводки Ф.И. Ростовского [3]. Поля на диаграммах показаны по Т.Г. Чуриковой с соавторами и Р.Р. Альмееву [1] (в).

DM, EM I, EM 2 и BSE по Х.Р. Роллинсону [7]



# ЛИТОЛОГИЯ КЕРАМИЧЕСКИХ ГЛИН АПТСКОГО ЯРУСА ЛАГУННО-МОРСКИХ ФАЦИАЛЬНЫХ ОБСТАНОВОК

А.В. Крайнов

*ВГУ, Воронеж, e-mail: aleksey\_vsu\_geo@mail.ru*

В северной части территории ЦЧЭР аптские глинисто-алевритово-песчаные образования формировались за счет размыва кор выветривания и продуктов их переотложения. С юга на север выделяется пять фациальных зон – возвышенной аллювиальной равнины, низовьев аллювиальной равнины, лагунно-морская, прибрежно-морская и мелководно-морская. В пределах первых двух формировались огнеупорные глины латненского и криушанского типа, в лагунно-морской – тугоплавкие полукислые и кислые керамические их разновидности. В работе рассмотрены тугоплавкие глины лагунно-морской обстановки.

На фациальной карте аптского века территории северной части ЦЧЭР по направлению с юга на север выделяется пять фациальных групп (Рисунок 1): 1 – возвышенной аллювиальной равнины, 2 – низовьев аллювиальной равнины, 3 – лагунно-морские, 4 – прибрежно-морские 5 – мелководно-морские.

С этими группами фаций связаны различные типы полезных ископаемых. В условиях возвышенной аллювиальной равнины формировались огнеупорные глины латненского типа, в низовьях аллювиальной равнины – огнеупорные глины криушанского типа. С лагунно-морскими фациями связаны Лукошкинское, Чибисовское, Большекарповское и Малоархангельское месторождения тугоплавких глин.

Рассматриваемая нами лагунно-морская зона расположена в центральной части рассматриваемой территории в полосе г.г. Курск-Липецк-Мичуринск. Она сложена преимущественно песчаными отложениями, среди которых отмечаются линзы глин иллит-каолинитового состава.

Наибольшую площадь в этой зоне занимают мелкозернистые, тонко-мелкозернистые пески, реже алевриты. Пески слабо слюдистые, в различной степени глинистые, содержат незначительную примесь глауконита, сидерит, углефицированные растительные остатки, количество которых уменьшается с юга на север. Эти пески формировались в условиях умеренного гидродинамического режима (IVБ). В застойных участках (IVA) образовались песчаные, алевритистые слабо слюдистые глины или алевриты, содержащие углефицированные растительные остатки. В этой зоне происходило формирование керамических глин.

Здесь отложения апта делятся на три толщи - нижнюю, среднюю и верхнюю [1]. В нижней преобладают серые, светло-желтовато-серые, пепельно-серые, кварцевые, слюдистые, глинистые пески. В средней развиты глины светло-серые, темно-серые, неравномерно

пятнистые за счет буровато-желтых, бурых, вишнево-красных, фиолетовых пятен "ожелезнения", придающих глинам "мраморовидный" облик, пропитанные гидроокислами железа, плотные, жирные, умеренно-пластичные, участками песчаные, алевроитистые. Доля песчано-алевритистой примеси увеличивается в верхней части толщи. Верхняя толща сложена серыми, светло-серыми, слабослюдистыми, глинистыми песками с линзочками серых глин, в кровле - с прослоями и линзами кварцитовидных песчаников.

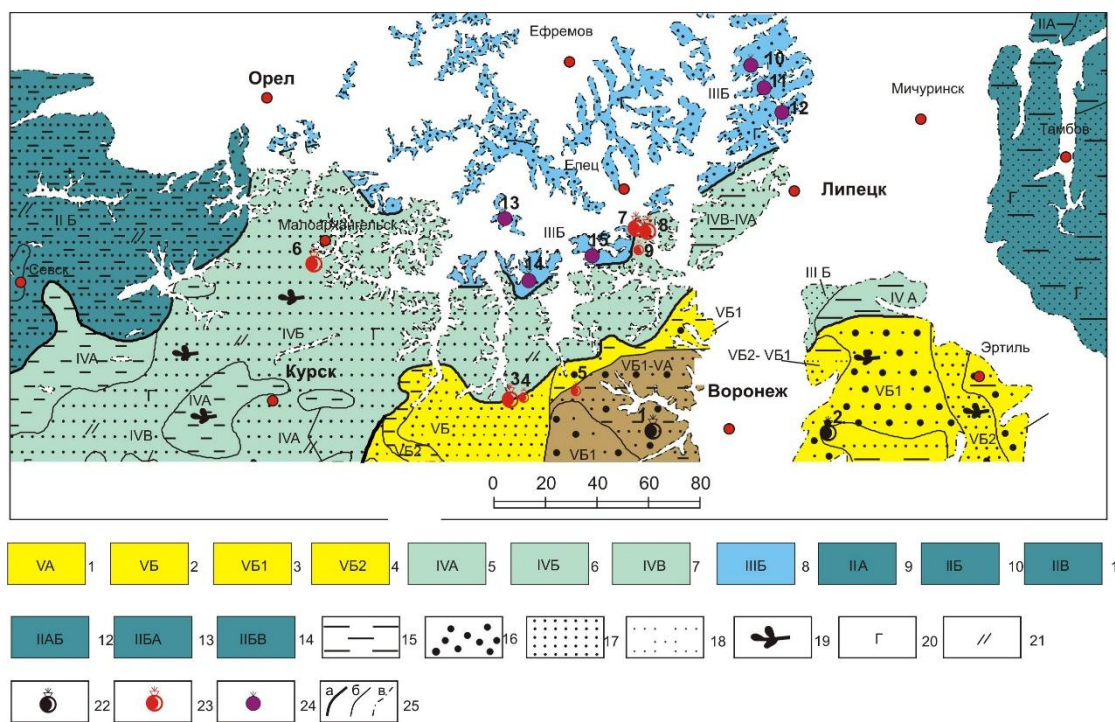


Рисунок 1 - Фациальная карта аптского времени. Фациальные обстановки: 1-4 – континентальные: 1 – озерно-болотная, 2 – аллювиальная нерасчлененная, 3 – аллювиальная русловая, 4 – аллювиальная пойменная и старичная; 5-7 – лагунно-морские, с активностью гидродинамических режимов: 5 – слабой, 6 – средней, 7 – высокой; 8 – прибрежно-морские с средней активностью гидродинамических режимов; 9-11 – мелководно-морские, с активностью гидродинамических режимов: 9 – слабой, 10 – средней, 11 – средней и высокой, с преобладанием средней. Породы: 12 – глины, 13 – пески крупно-, грубозернистые, 14 – пески от тонко- до среднезернистых, 15 – алевроиты, 16 – углефицированные растительные остатки, 17 – глауконит, 18 – слюдистость. Полезные ископаемые: 19 – огнеупорные глины, 20 – тугоплавкие глины, 21 – титан-циркониевые рсысыпи. Месторождения и рсысыпи: Огнеупорные глины: 1 – Латненское, 2 – Криушанское; тугоплавкие глины: 3 – Большекарповское, 4 – Малокарповское (проявление), 5 – Касторенское (проявление), 6 – Малоархангельское, 7 – Лукошкинское, 8 – Чибисовское, 9 – Черкасские Дворики; 10-15 – титан-циркониевые рсысыпи: 10 – Лев-Толстовская; 11 – Первомайская; 12 – Волчинская; 13 – Норовская; 14 – Захаровская; 15 – Дубовецкая

Глинистая толща апта, в свою очередь, разделяется на две пачки [2, 7]: верхнюю и нижнюю. Верхнюю пачку слагают красновато-бурые, красные, реже серые, пятнистые, плотные, жирные, полуокислые глины, с маломощными линзами глинистых песков и

алевритов, умеренно пластичные, грубодисперсные и дисперсные. Содержание в них крупнозернистых включений, представленных обломками железистого песчаника, не более 5%, чаще - 1,0-1,7%, песчаных фракций не более 11%. Величина суммарных остатков на сите 0,06 мм изменяется от 0,7 до 29,3%, преобладает 7,0-12,5%. Нижняя пачка представлена преимущественно серыми, светло-серыми и фиолетовыми тонкодисперсными глинами, содержащими тонкорассеянный углистый детрит.

Содержание фракций менее 0,005 мм свыше 60%, фракции 0,006-0,01- от 22 до 30%. Проанализировав описание карьеров месторождений тугоплавких глин, нами выделено от 3 до 4 типа иллит-каолинитовых глин:

1 - светло-серые, серые, пятнами окрашенные в розовый, красный и вишневые цвета за счет ожелезнения, плотные, среднепластичные, тонкодисперсные;

2 - светло-серые, серые, с более значительным содержанием гидроокислов железа, в виде прожилков, охристых стяжений и пятен красного, вишневого и розового цветов, пластичные, плотные, участками рыхлые, среднедисперсные с незначительной примесью песка;

3 - пестрой окраски, от серой до красновато-бурой и вишневой, неоднородные по пластичности, умеренно- и малопластичные, запесоченные и грубодисперсные;

4 - равномерно окрашенные в желтые, коричневые, бурые цвета, рыхлые, умереннопластичные, грубодисперсные, с примесью песка.

Каждый из указанных типов соответствует определенной фациальной обстановке осадконакопления, имеет различные соотношения химического и минерального состава, что определяет выделение различных сортов керамических глин [4].

Таким образом, к лагунно-морским отложениям приурочены тугоплавкие керамические глины. Они имеют иллит-каолинитовый состав, формировались за счет размыва кор выветривания и продуктов их переотложения в источниках сноса [6, 8]. В благоприятных для осаждения глинистых илов обстановках лагунно-морской зоны образовалось большинство месторождений и проявлений керамических глин. Поэтому их поиски следует сосредоточить в этой зоне и работы автора в этом направлении привели к положительным результатам [3, 5].

Керамические глины наиболее изучены в местах их приповерхностного залегания, где вскрываются эрозионными процессами и добываются. Вместе с тем фациальный анализ позволил выявить значительные поля развития пластов глин в пределах лагунно-морской зоны, перекрытых на водоразделах осадочными породами мощностью в первые десятки метров [3, 5]. В связи с внедрением новых технологий разработки рыхлых полезных ископаемых, в частности гидроскважинной добычи, эти глины после поисково-разведочных

работ могут быть вовлечены в промышленную разработку с минимальными экологическими последствиями.

Литература:

1. *Андреенков В.В.* Аптские керамические глины Липецкой области / В.В. Андреенков // Вестник Воронеж гос. ун-та. Сер.: Геология. – 2000. – Вып. 5 (10). – С. 148-158.
2. *Андреенков В. В.* Естественные отделочные и облицовочные материалы из осадочных пород северо-востока Воронежской антеклизы / В. В. Андреенков, А. Д. Савко // Труды научно-исследовательского института геологии Воронеж. гос. ун-та. – Вып. 15. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2003. – 94 с.
3. *Крайнов А.В.* Аптские тугоплавкие глины участка «Черкасские дворики» (Липецкая область) / А.В. Крайнов // Вестник Воронеж гос. ун-та. Сер.: Геология. – 2014. – Вып. 3. – С. 109-112.
4. *Крайнов А. В.* Вещественный состав огнеупорных и тугоплавких глин аптского яруса северо-восточного склона Воронежской антеклизы / А. В. Крайнов // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. – Воронеж, 2014. – № 1. – С.296–299.
5. *Крайнов А.В.* Результаты изучения тугоплавких глин участка "Соколье" (Липецкая область) / А.В. Крайнов // Вестник Воронежского государственного университета. - Серия «Геология». – Воронеж. - 2009. - № 2. С.79-84.
6. *Савко А. Д.* Литология и полезные ископаемые аптских отложений междуречья Дон–Ведуга / А. Д. Савко, В. П. Михин, Г. В. Холмовой // Труды научно-исследовательского института геологии Воронеж. гос. ун-та. – Вып. 26. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2004. – 111 с.
7. *Савко А. Д.* Нерудные полезные ископаемые Черноземья / А. Д. Савко, Г. В. Холмовой, С. А. Ширшов // Труды научно-исследовательского института геологии Воронеж. гос. ун-та. – Вып. 32. – Воронеж, 2005. – 314 с.
8. *Савко А.Д.* Фанерозойские коры выветривания и связанные с ними отложения Воронежской антеклизы, их неметаллические полезные ископаемые / А.Д. Савко. – Дисс. д-ра наук. – Воронеж, 1984. – 551 с.

**УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД  
МАГНЕЗИТОВМЕЩАЮЩЕЙ АЛАДЬИНСКОЙ СВИТЫ СРЕДНЕГО РИФЕЯ  
ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА**

**М.Т. Крупенин<sup>1</sup>, А.А. Гараева<sup>2</sup>**

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, <sup>1</sup>e-mail: krupenin@igg.uran.ru*

Описаны литологические признаки эвапоритовых обстановок во время накопления карбонатных пород аладьинской свиты среднего рифея Енисейского кряжа, вмещающей высококачественные магнетитовые месторождения. Термокриометрия подтвердила высокорассольный состав флюидов при эпигенетическом минералообразовании. Источник магния для магнетитов связан с захоронёнными эвапоритовыми рассолами.

Аладьинская свита среднего рифея Енисейского кряжа является вмещающей для месторождений высококачественных кристаллических магнетитов Удере́йской провинции в

восточной части Енисейского кряжа. Отложения аладьинской свиты рассматриваются как результат карбонатакопления в начале верхнерифейского цикла в приконтинентальной части дифференцированного окраинного бассейна и накапливались «в мелководной шельфовой и верхнесклоновой обстановке» [5, с. 49]. В то же время отложения аладьинской свиты обладают рядом литологических особенностей, которые не встречаются в ниже- и вышележащих карбонатных отложениях (соответственно свиты карточки среднего рифея и шунтарской свиты верхнего рифея), что предполагает особые фациальные условия аладьинского времени. Исследованиями последних лет выяснено, что источником флюида для формирования гидротермально-метасоматических магнезитовых месторождений являются высокомагнезиальные рассолы, имевшие первично эвапоритовую природу [6], в том числе и для Енисейского кряжа [3].

В течение 4 полевых сезонов нами изучены разрезы аладьинской свиты как из вмещающей магнезит части у г. Раздолинск, Мотыгинский район Красноярского края (западная часть Каменской структурно-формационной зоны), так и наиболее восточных районов Енисейского кряжа (Иркинеевское поднятие), прилегающих к Сибирской платформе. Предполагается, что в этих двух зонах минимально проявлены наложенные позднерифейские воздействия в связи с коллизионными процессами в западных районах кряжа, эта часть Енисейского кряжа полностью амагматична. Нами просмотрены разрезы по течению р. Ангара на протяжении 100 км в широтном направлении (Богучанский район Красноярского края) на правом берегу р. Ангара на р. Артюгина, у пос. Манзя, пос. Новотерянский, руч. Ивашкин, руч. Зиргулей, серия разрезов ниже Шунтарской шиверы и выше пос. Орджоникидзе, разрезы на левом берегу р. Ангара напротив устья р. Каменки, типовые разрезы в устье р. Аладьина, а также разрез свит карточки и аладьинской (сосновская свита) в среднем течении р. Каменки в ~100 км севернее р. Ангары (район р. Кардакан). Сравнительная картина условий осадконакопления демонстрирует широкий набор признаков эвапоритовых обстановок седиментации **во всех разрезах аладьинской свиты и отсутствие этих явлений в выше и ниже лежащих свитах.** Эти признаки: энтеролитовые текстуры, следы диагенетического роста минералов, сопровождаемые локальными пластическими деформациями слоистости, гнёзда псевдоморфоз вторичного доломита по гипсу во вмещающих доломитах, обильное развитие коллапс-брекчий, зональное секреторное выполнение гнёзд крупнокристаллическим доломитом и кварцем в тонкозернистых вмещающих доломитах. Горизонты брекчированных доломитов всегда содержат три компонента: тёмно-серый тонкозернистый матрикс, плитчатые и, реже, неправильной формы обломки светло-серого до белого цвета мелко-среднезернистого доломита, остроугольные гнёзда вторичного крупнозернистого доломита. Предполагается, что плитчатые обломки

являются следствием раннекатагенетического метасоматического образования по долангидриту, широко развитому в солеродных бассейнах [1]. Гнёзда вторичного доломита и кварца во вмещающем доломите имеют секреторное строение, то есть выполняют пустоты. Последняя генерация доломита обычно более железистая. Глинистые известняки нижележащей свиты карточки в данном районе, как и вышележащие строматолитовые доломиты джурской свиты не содержат следов перекристаллизации и гнездового выполнения. Следовательно, обилие вторичных текстур в доломитах всех районов развития аладьинской свиты следует связывать не с гидротермально-метасоматическими или метаморфическими изменениями, а с особенностями её седиментации. Накопление карбонатов в аладьинское время сопровождалось широким проявлением эвапоритового минералообразования и последующего растворения эвапоритовых минералов с катагенетическим выполнением пустот вторичным доломитом и кварцем. Раннедиагенетическая доломитизация в эвапоритовом лагунном бассейне захватила не только вмещающие отложения аладьинской свиты, но и нижележащие тонкослоистые глинистые известняки свиты карточки, которые формировались, вероятно, в нормально морских условиях (следствие инфильтрации вниз высокомагнезиальных рассолов).

Изучение термодинамики двухфазных газовой-жидких включений (термодинамик LinkamTHMSC-600, установленный на микроскопе ZeissAxiolab, с дальнефокусными объективами OlympusLMPLFLN50x и LMPLFLN100x) в кварце из гнёзд в доломитах аладьинской свиты из восточной части Иркинеевского выступа показало достаточно высокие температуры минералообразования и рассольную природу флюида. Изучено 14 первичных включений, имеющих температуру гомогенизации 242-432° С, насыщенность газовой фазой в интервале 25-45%, солёность по температуре плавления льда оценивается 11% экв. NaCl. По низкотемпературной эвтектике (среднее -56° С) солевой состав флюида оценивается как преимущественно CaCl<sub>2</sub> + NaCl, с присутствием MgCl<sub>2</sub>. Вторичные включения (21 шт.), приуроченные к линейным зонам и трещинам, а также поздним генерациям кварцевых секретов, имеют температуры гомогенизации 86-178° С, высокую солёность (20-33% экв. NaCl, иногда отмечаются кристаллы галита), в составе флюида преобладает FeCl<sub>2</sub>-FeCl<sub>3</sub> (эвтектика при -73-79° С). Таким образом, выделяется два этапа в миграции флюидов: сначала высокотемпературные Mg-Ca-Na хлоридные рассолы, затем низкотемпературные крепкие рассолы, обогащённые хлоридами железа. Эта схема вполне вписывается в эволюцию катагенетических флюидов, которые на начальном этапе обогащены компонентами морского (или эвапоритового) раствора, по мере метаморфизма в бассейне породообразования при взаимодействии с терригенно-глинистыми породами насыщаются железом [6].

Физико-химическое моделирование показало, что метасоматическое образование магнезита возможно только при миграции высокомагнезиального рассола в процессе его нагрева до температур 150-300° С [2]. Вероятно, захоронённые эвапоритовые рассолы аладьинского времени, насыщенные магнием, попали в зону максимального нагрева во время рифтогенной активизации в верхнем рифее в западной части Каменской зоны. Рифтогенные этапы отмечены в интервале 0.8-0.6 млрд. лет и связаны с генерацией золота в черносланцевых толщах удерейской свиты среднего рифея [4]. Высокие температуры минералообразования в части кряжа, примыкающей к Сибирской платформе показывают, что во время рифтогенной активизации вся аладьинская свита была проницаема. Условия для образования магнезита здесь не возникли, возможно, в этой области флюиды разгрузались после образования магнезитов в более западных структурах. В то же время литологические доказательства эвапоритовых условий в аладьинское время позволяют предполагать накопление в осадочных бассейнах того времени высокомагнезиальных рассолов, являющихся необходимым компонентом запуска механизма масштабного магнезитового метасоматоза.

#### Литература:

1. *Жарков М.А.* Эволюция эвапоритов в докембрии в связи с преобразованиями биосферы и химического состава мирового океана. Статья 1. Эвапориты архея и раннего протерозоя // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 12. № 2. С. 19-29.
2. *Крупенин М.Т., Кольцов А.Б., Маслов А. В.* Физико-химическая модель формирования Саткинских месторождений кристаллического магнезита // Доклады РАН, 2013, том 452, № 4, с. 438–440
3. *Крупенин М.Т., Прохаска В.* Cl-Br-Na систематика в магнезитах и вмещающих карбонатных породах Удерейской провинции (Енисейский кряж) // Актуальные вопросы литологии. Мат-лы 8 Урал. Литол. Совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 169-171.
4. *Ножкин А.Д., Борисенко А.С., Неволько П.А.* Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2011, 1. С. 158-181.
5. *Хабаров Е.М.* Формации и эволюция рифейской седиментации восточных зон Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 1994, 10. С. 44-54.
6. *W. Prochaska, M. Krupenin* Formation of magnesite and siderite deposits in the Southern Urals—evidence of inclusion fluid chemistry // Mineralogy and Petrology, 2013. 1. P. 54-65.

# ЭВОЛЮЦИЯ РУДОГЕНЕЗА МАРГАНЦА В БАССЕЙНАХ СЕДИМЕНТАЦИИ РОССИИ И СТРАНАХ СНГ

**В.Н.Кулешов**

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

Рассмотрены основные закономерности эволюции марганцеворудных бассейнов России и стран СНГ в истории развития Земли. Показано, что положение бассейнов седиментации и характер первичных марганецсодержащих осадков менялись во времени и зависели от геотектонического положения. Отмечается тесная связь рудогенеза марганца с подводной гидротермальной деятельностью и биотическими событиями.

Месторождения руд марганца в генетическом отношении разделяются на осадочно-диагенетические, гидротермально-осадочные, эпигенетические (катагенетические), парагенетически связанные с железисто-кремнистыми формациями, метаморфизованные и кор выветривания (гипергенные), развитые по генетически разным марганцевым и марганецсодержащим породам [1]. Собственно гидротермальные марганцевые руды в природе распространены ограниченно и не имеют большого практического значения. Первичные марганецсодержащие породы осадочно-диагенетического и гидротермально-осадочного генезиса характеризуются низкими содержаниями Mn; обогащение исходных пород до промышленных концентраций рудного компонента происходит в результате вторичных процессов – в условиях диагенеза, катагенеза и гипергенеза.

Первичные марганецсодержащие породы (осадочно-диагенетические, гидротермально-осадочные и связанные с формациями железисто-кремнистых пород) были сформированы в морских бассейнах с карбонатно-глинистым, железо-кремнистым и терригенным осадконакоплением, и с разной степенью проявления гидротермальной деятельности; во многих случаях отмечается парагенетическая связь с углеродистыми сланцами разного состава.

Эволюция процессов рудогенеза марганца и бассейнов седиментации с марганцевой спецификой тесно связана с историей геологического развития континентов.

Начиная с раннего протерозоя и продолжаясь практически до конца палеозоя в разных частях земной суши и палеоокеанах одновременно (в геологическом отношении) существовали марганцеворудные бассейны с углеродистой, железо-кремнистой, вулканогенно- и гидротермально-осадочной специализацией. Однако их роль в рудогенезе марганца в истории геологического развития разных регионов Земли была различной; выделяются главные металлогенические эпохи и фазы накопления марганца [1].

В России промышленно значимые месторождения и рудопроявления марганца известны в отложениях начиная с позднего протерозоя - позднепротерозойская



(неопротерозойская) марганцеворудная металлогеническая эпоха, связанная с существованием суперматерика Родиния и начальной фазы его распада: на Дальнем Востоке (Хингано-Буреинский массив и Удский бассейн), в Западной Сибири (Енисейский кряж, Забайкалье), а также в Казахстане (Ерементаусский район, Западное и Северное Прибалхашье). Накопление марганца происходило в бассейнах седиментации терригенно-кремнисто-карбонатных, часто углеродистых, и железо-кремнистых пород.

После распада Родинии в течение ранне-среднепалеозойской эпохи (См-О) фанерозойского металлогенического периода очертания и положение палеоматериков менялись. Менялся и тип седиментогнеза, в том числе и марганцеворудного. Наряду с терригенно-осадочным, часто с черносланцевыми фациями (Западная Сибирь, Салаир, Алтай, Полярный Урал) активизируются вулканогенно-осадочные и гидротермально-осадочное накопление осадков, часто с широким развитием марганецсодержащих джасперитов (Парнокское и Примагнитогорская группа месторождений).

В конце палеозоя (позднепалеозойская эпоха: С-Р, Рисунок 1) на севере Пангеи (С-В нынешней Русской платформы) отмечается резкое накопление марганцевых и марганецсодержащих пород. Здесь существовал стагнированный бассейн, включавший обширную Новоземельско-Пайхойско-Предуральскую марганцеворудную область России (м-ия Новой Земли, Пай-Хоя, Полярного Урала) с металлогеническим потенциалом не менее 10 млрд. тонн Mn, заключенного в бедных рудах марганца и марганцевых породах. Вмещающие отложения представлены преимущественно глинисто-карбонатными породами с широким распространением черносланцевых фаций.

Мезо-кайнозойская металлогеническая эпоха (Т-Pg) совпадает с началом распада Пангеи. Раннемезозойская металлогеническая фаза (Т-К), представленная месторождениями Австралии, Мексики, Марокко, Западной Европы и др. В России и странах СНГ эта фаза не проявлена. Последней фазой, с которой связано накопление гигантских по ресурсам месторождений Mn, является позднемезозойско-кайнозойская. В это время в пределах Восточного Паратетиса были сформированы месторождения Болгарии (Оброчище и др.), Грузии (Чиатурское, Квирильское), Казахстана (Мангышлакское), Украины (Никопольское, Большетокмакское) и России (Лабинское и др.). Накопление марганца в осадках связано в основном с процессами диагенеза; гидротермально-осадочный процесс проявлен ограниченно.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН №5.

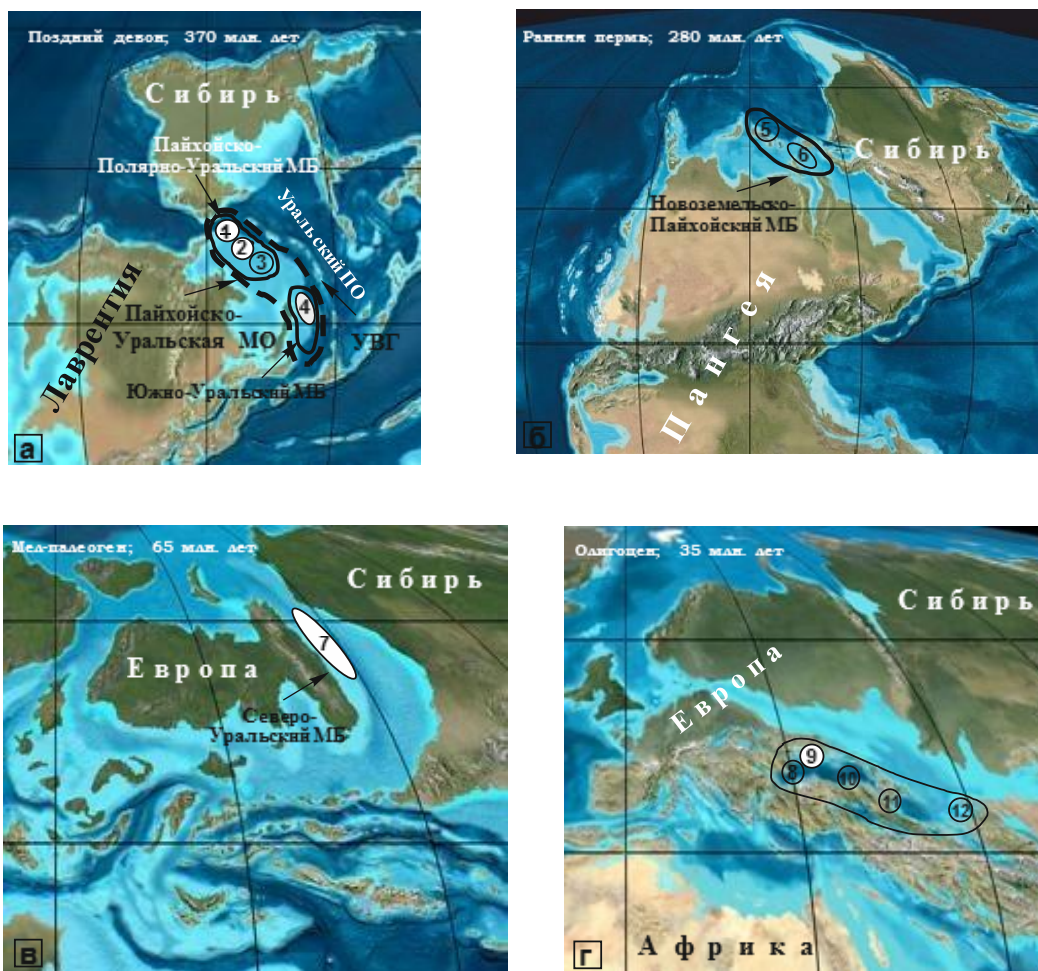


Рисунок 1 - Положение марганцеворудных бассейнов и месторождений марганца восточно-европейской и уральской части России в фанерозое (очертания материков приведены по:

<http://jan.ucc.nau.edu.com>, <http://www.scotese.climate.com>).

а – Положение Пайхойско-Уральской марганцеворудной области (пунктирный контур) в позднем девоне; сплошные контуры: Пайхойско-Полярноуральский (месторождения и рудопроявления: 1 – Пай-Хойская группа, 2 – верховьев бассейна р. Сось, 3 – Парнокское) и Южно-Уральский (4 – Примагнитогорская группа месторождений) марганцеворудные бассейны. Буквами обозначены: МБ – марганценосный бассейн, МО – марганцеворудная область, УВГ – Уральская вулканическая гряда, ПО – палеоокеан (предполагаемое положение). б – Положение Новоземельско-Пайхойского марганцеворудного бассейна в ранней перми; 5 – месторождения Новой Земли, 6 – месторождения и рудопроявления Пай-Хоя. в – Положение Северо-Уральского марганценосного бассейна (7) в позднем мелу – раннем палеогене. г – Положение месторождений марганца в марганцеворудном бассейне Восточного Паратетиса: 8 – Варненское, 9 – Никопольское, 10 – Чиатурское и Квирильское, 11 – Лабинское, 12 – Мангышлакское

#### Литература:

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

# ПЕРИОДИЧНОСТЬ В НАКОПЛЕНИИ И РАССЕЯНИИ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ В ИСТОРИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ

А.В.Кокин

*Южно-Российский институт управления РАНХ и ГС. г.Ростов-на-Дону,*

*e-mail: alex@avkokin.ru*

Изучен химический состав и геохимические особенности накопления и рассеяния химических элементов в разрезах осадочных пород земной коры Восточной Якутии от рифея по мел включительно мощностью до 31 км на основе расчёта региональных кларков в складчатых структурах восточного обрамления Сибирской платформы Кыллахского поднятия, Сетте-Дабанского антиклинория и Южно-Верхоянского синклинория. Установлена периодичность в накоплении и рассеянии элементов, связанная с наличием градиентов концентраций на границах осадочных литологических толщ разного состава, с которыми пространственно связаны проявления и месторождения Cu, Zn, Pb, Au, Ag, Fe, Mn др. металлов.

По результатам специализированных литолого-геохимических исследований, проведённых в комплексе с геологическим картированием масштаба 1:200000 — 1:50000, изучен химический состав и геохимические особенности накопления и рассеяния элементов в разрезах осадочных пород земной коры Восточной Якутии мощностью до 31 км от рифея по мел включительно в складчатых структурах восточного обрамления Сибирской платформы Кыллахского поднятия (КП), Сетте-Дабанского антиклинория (СДА) и Южно-Верхоянского синклинория (ЮВС). На основе оценки концентраций элементов по разрезу осадочных и изверженных пород, относительно литосферных по А.П. Виноградову [1] и региональных кларков [2,3] установлено следующее.

1. Осадочные (карбонатные и терригенно-карбонатные, терригенные) отложения КП в разрезе рифея — кембрия относительно кларков земной коры характеризуются последовательной сменой накопления Fe, Au, С, Cr (ранний рифей), Ca, Mg, Cu, Zn, Pb, Ba, Sr (средний рифей), Si, Al, K, Ce, La, P (поздний рифей), Mg, Ca, Cu, Zn, Pb, Ge, Mo (венд), Si, P, Cu, Zn, Pb, Ag (ранний кембрий). Относительно региональных кларков повышены концентрации Au, Fe (ранний рифей), Ca, Cu, Pb, Zn, Sr, Ba (средний рифей), Al, K, Ce, La (поздний рифей), Mg, Ca, Pb, Zn, Ge (венд), Si, P, Zn, Ag (ранний кембрий). Усреднённый химический состав матрикса карбонатно-терригенных осадков КП близок по составу к ультраосновным щелочным и основным породам, в котором проявлен аналогичный изверженный комплекс. Магматический ультраосновной щелочной комплекс характеризуется повышенными (относительно литосферных и региональных кларков) концентрациями элементов группы P, Ce, Y, La, а основной — Cu, Zn, Pb. В общей массе осадков структура КП (без учёта массы и состава изверженных пород) отличается концентрациями выше кларков земной коры Au, Fe, Ca, Mg, P, Cu, Zn, Pb, Ge. Дефицитными являются: Si, Na, As, Sb, Bi, W,

Sn, Cd.

Особенности металлогении КП заключаются в том, что на уровне надкларковых концентраций (относительно региональных кларков) на границах разного литологического состава формируется как стратифицированная, так и не стратифицированная минерализация той же ассоциации металлов: Au, Fe, Cu, Pb, Zn. Минерализация редких металлов, редких земель и фосфора (Ta, Nb, Ce, Y, La, P) пространственно связана с карбонатитами в ассоциации с ультраосновными и щелочными породами.

2. Карбонатные и терригенно-карбонатные отложения Сетте-Дабанского антиклинория отличаются повышенными (относительно кларков земной коры) концентрациями Au, S, As, Hg (кембрий-ранний ордовик), Fe, Cu, (девон). Относительно региональных кларков устанавливаются повышенные концентрации Au, В, Hg, Sb, As на границе ордовика и силура. Изверженные породы основного состава СДА отличаются повышенными относительно региональных и литосферных кларков концентрациями В, Au, As, Cu, S. Масса осадков СДА от кембрия по С<sub>2</sub> включительно (без учёта массы и состава изверженных пород) характеризуется концентрациями выше кларков земной коры Au, Fe, Cu. Дефицитными элементами в структуре СДА являются: Si, Na, Bi, W, Sn, Cd. Средний состав осадочного матрикса терригенно-карбонатного состава палеозоя СДА близок к основным породам.

Особенности металлогении СДА заключаются в наличии пространственной и парагенетической связи Au с породами основного состава девона [2,3] на уровне надкларковых концентраций Cu и Au в базальтах и диабазах девона, а As, Hg, Sb — в известково-хлоритовых толщах кембрия, ордовика, силура как вне, так и в пространственной связи с диабазами девона.

3. Терригенный верхоянский комплекс в объёме отложений С<sub>3</sub> – Р<sub>1</sub> характеризуется надкларковыми (относительно литосферных и региональных) концентрациями Si, Na, S, As, С, Au, Pb, Zn, Ag, Се, La, а в разрезе отложений Р<sub>2</sub> – Mn, Co, Sn, Bi, В. Вулканогенно-осадочный комплекс J<sub>3</sub> – К<sub>1-2</sub> отличается надкларковыми литосферными и региональными концентрациями Si, Al, S, Cu, Zn, Pb, а риолиты К<sub>2</sub> – U, K, Mo, Sn, Co. Дефицитными элементами относительно региональных кларков в структуре ЮВС являются: P, Ti, V, Cr. В целом осадочный и вулканогенно-осадочный комплекс ЮВС отличается надкларковыми (относительно литосферных и региональных) концентрациями Si, K, Na, S, As, Au, Pb, Zn, Cd, Се, La, Sn, Bi. Усреднённый химический состав охотского вулканогенно-осадочного комплекса отвечает нормальным гранитам, субвулканические тела которых отличаются надкларковыми (относительно кларков литосферы) концентрациями Co, Bi, Mo, As, Sn, Ag, а относительно региональных кларков — Bi, Co, Sn, Ag.

Особенность металлогении ЮВС состоит в том, что стратифицированная и нестратифицированная минерализация Au не выходит за пределы С<sub>3</sub> – Р<sub>1</sub> терригенной толщи,

обогащённой им и Сорг, и с наличием минерализации Mn, Pb, Zn, Ag, Cd, In на уровне P<sub>2</sub>.

Таким образом, в истории земной коры Восточной Якутии снизу вверх по разрезу усреднённый химический состав матрикса осадочных пород от рифея по мел включительно меняется от ультраосновного-основного щелочного, до основного в КП и СДА, а в ЮВС — до кислого. Последовательно и аналогично меняется состав изверженных пород среди осадков в этих складчатых структурах. Накопление и рассеяние химических элементов в разрезе осадочных толщ земной коры Восточной Якутии ведёт себя периодически, согласуясь с изменением литологического состава осадков во времени с составом изверженных пород. Это даёт основание утверждать об участии гетерогенных источников металлов при формировании стратифицированных и нестратифицированных рудных месторождений в составе земной коры Восточной Якутии [3]. Появление надкларковых концентраций рудогенных элементов в разрезе земной коры коррелирует с изменением их градиентов на границах изменения состава литологических толщ при участии как органического, так и неорганического углерода. Снизу вверх по разрезу земной коры ассоциации золота закономерно меняются «с раскислением» состава осадочных и изверженных пород: С, Au, Fe (углеродистая толща на уровне раннего рифея с наличием золотой минерализации); Au, С (углеродистая толща раннего кембрия с неустановленной пока золоторудной минерализацией); Au, As, Cu, Hg, Sb, W (ордовик-силур с неустановленной пока золоторудной минерализацией, но установленной в составе минерализованных даек диабазов девона); С, Au, As, Cu, Zn, Pb, Ag (черносланцевая толща позднего карбона — ранней перми с наличием стратифицированной и нестратифицированной золоторудной минерализации и рудных месторождений); Au, As, Co, Bi (среди терригенных отложений поздней перми в эндо- и в экзоконтакте гранодиоритов K<sub>1-2</sub>); Au, Ag (среди вулканитов кислого состава с наличием пунктов минерализации, но без месторождений золота). Аналогично в разрезе осадочных пород ведёт себя полиметаллическая ассоциация: Ca, Cu, Zn, Pb, Ba, Sr (на уровне рифейских осадочных комплексов); Ca, Cu, Zn, Pb, Ge, Mo (на уровне венда); Cu, Zn, Pb, Ag, P (на уровне кембрия); Fe, S, Cu, Ag (на уровне девона); Au, As, Ag, Cu, Zn, Pb (на уровне позднекарбон-раннепермского терригенного комплекса); Zn, Pb, Ag, Cd (на уровне терригенных отложений поздней перми); Cu, Zn, Pb, Au, W, Bi (на уровне раннего триаса); Cu, Zn, Pb, Ag, In, Sn, Mn (на уровне вулканогенно-осадочного комплекса J<sub>3</sub> – K<sub>2</sub>). При этом снизу вверх по разрезу растёт многообразие минеральных видов и примесей в составе осадочных, изверженных пород и руд рудных месторождений.

#### Литература:

1. Кокин А.В., Сухоруков В.И., Шишигин П.Р. Региональная геохимия.-Ростов-на-Дону: Ростиздат, 1999. 430 с.
2. Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.Е., Прохоров В.Г. Справочник по геохимии . М.: Недра,

1990.-480с.

3. *Кокин А.В.* Геохимическое картирование с целью оценки источников рудообразования. - Lap Lambert Academic Publishing/Deutschland, 2014, 180с.

## **ИЗМЕНЕННОСТЬ ИЛЬМЕНИТА МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ТИТАНОВЫХ РОССЫПЕЙ УКРАИНСКОГО ЩИТА И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ**

**А. А. Комлев**

*КНУ имени Тараса Шевченко, Киев, e-mail: morpha2007@ukr.net*

В данной работе рассмотрены результаты использования данных анализов химического состава ильменита титановых мезозойских и кайнозойских россыпей Украинского щита для реконструкций палеогеографических условий их формирования – палеогидродинамики древних рек, палеорельефа, морфологии палеодолин и строения древних долинных отложений.

В мезозое-кайнозое, в пределах территории Украинского щита неоднократно возникали условия, благоприятные для формирования крупных титановых и титанциркониевых россыпей - выведенные на уровень денудационного среза коренные источники россыпей - породы фундамента щита, наличие мощной каолиновой коры выветривания, структурно-тектонические, палеоклиматические, палеогеоморфологические и др.

Нами сопоставлялись результаты большого количества выполненных здесь анализов вещественного состава, в том числе монофракции ильменита (ее гранулометрии, химического состава), пород фундамента, коры выветривания, разного возраста мезозойских и кайнозойских осадочных пород титановой россыпеобразующей формации Украинского щита. Были получены данные палеогеографического характера, важные для восстановления древних гидродинамики, рельефа, климатов в отдельные этапы развития территории в мезозое и кайнозое.

Так, реконструкции палеогидродинамики древних рек, других водоемов, проводились на перспективных на россыпи участках в Лугинской и Коростенской бассейновых морфолитосистемах территории. Була выявлена связь качественного состава ильменитовых россыпей и палеогидродинамики в расширениях палеодолин, во внутренних дельтах, озерных бассейнах. При реконструкциях палеоседиментационных зон в верхнеолигоцен-среднемиоценовом морфолитогенетическом горизонте нами изучались горизонтальные и вертикальные тренды изменений его литологического, гранулометрического, вещественного

состава. Горизонтальная зональность четко проявлялась в днищах и на склонах палеодолин. Для этого использовались разные коэффициенты вещественного состава. Наиболее эффективными при этом были показатели гранулометрии монофракции ильменита и его химического состава, соотношения отдельных минералов россыпей. Так, *средний размер* (Md) позволяет зонировать древний рельеф, оконтуривать конседиментационные структуры, выявлять постседиментационные тектонические деформации. Вместе с другими данными, они позволили реконструировать береговые линии древних озерных водоемов. Коэффициент *сортированности* (So) наиболее эффективным является при реконструкциях древних озерных водоемов, выявлении расширений палеодолин. Палеогидродинамическая зональность также изучалась с использованием коэффициента *измененности* (отношения  $Fe_2O_3/FeO$ ) полезного компонента титановых россыпей (ильменита) в гипергенных условиях. Измененность его оценивалась нами по специальной количественной шкале. Использование коэффициента *измененности* выявилось наиболее эффективным в условиях контрастного рельефа. Проведенные исследования выявили особенности накопления наиболее измененного ильменита в изометричных и вытянутых участках древних озерных бассейнов, расширенных частях палеодолин. О силе древних водных потоков свидетельствуют минералогические коэффициенты, например *лейкоксен/ильменит*. Лейкоксен образуется в гипергенных условиях в результате преобразования магматогенного минерала ильменита. Лейкоксен имеет меньший удельный вес и лучше переносится водой. Поэтому, значения коэффициента *лейкоксен/ильменит* уменьшаются в тальвегах палеодолин и возрастают на возвышенных участках древних междуречий, где накапливались продукты выветривания. Содержания ильменита в россыпях определялось удаленностью от коренных источников и расположением относительно их. Это подтверждают и существенные положительные корреляции содержаний и Md ильменита россыпей. В горизонтальной зональности Md ильменита россыпей в долинах и на склонах также проявлялся и палеорельеф. На древних междуречьях в эпохи максимальных корообразования и россыпеобразования он не отличался контрастностью, хотя здесь располагались и небольшие морфологические “ловушки” для россыпей. Здесь происходили незначительные перемещения ильменита и его рассеивание. А наиболее мелкие фракции титановых минералов выносились в палеодолины, где накапливались в соответствии с их палеорельефом и палеогидродинамическими условиями. Проведенные палеогидродинамические реконструкции с использованием этих показателей дают представление, в основном, о силе древних водных потоков и расположении их русел. Дополненные другими данными (палеогеоморфологическими, структурно-тектоническими, структурно-эрозионными коэффициентами Г. Горецкого [1] и С. Шамма [3]), они позволяют также восстанавливать и другие параметры древних рек - извилистость, глубину и ширину

русел, размеры и форму меандр, фациальное распределение в них древнего аллювия. Проведенные исследования указывают также на сезонную ритмичность стока древних рек на территории Украины (например, для неогена, когда здесь существовал субтропический климат).

Специальные исследования мезозой-кайнозойского долинного морфолитогенеза Украинского щита позволили выявить его особенности [2]. Большинство палеодолин, независимо от возраста, имеют схожее вертикальное строение - суженную нижнюю часть и расширенные среднюю и верхнюю. Важной закономерностью строения осадочной толщи палеодолин являются ее цикличное строение и идентичность разрезов долин разных циклов развития. В разрезах отложений крупных долин выявляются чаще 2-3 микроцикла. В древних долинах, во всех развитых в них морфолитогенетических горизонтах, выявлены идентичные по строению "пачки" отложений, что отражается на уровне генетическом, фациальном и литологическом. Составляющие "пачек", в зависимости от конкретных условий, образуют разные комбинации. Это нарушает и сокращает их строение. По нашим данным, здесь существуют 3 основных типа пространственного соотношения генетических типов древних долинных отложений: 1) в нижней части палеодолин залегают в основном отложения русловой фации древнего аллювия, которые в направлении склонов постепенно сменяются делювиальными. Подчиненное значение здесь имеют болотные, озерные фации, которые начинают преобладать в средней и верхней частях разреза. Они встречаются в виде линз, карманов; 2) в нижней части разреза залегают древние аллювиальные отложения, которые на том же уровне в направлении склонов сменяют делювиальные. Они перекрыты отложениями делювиального и пролювиального генезиса, среди которых присутствуют болотные и озерные; 3) в основании практически всей палеодолины залегают делювиальные отложения, вверх по разрезу сменяющиеся другими генетическими типами континентальных отложений. Это характерно для мелких палеодолин.

Использование показателей измененности ильменита мезозойских и кайнозойских россыпей, в комплексе с другими данными, позволяют улучшить качество ретроспективных реконструкций и прогнозов разных осадочных полезных ископаемых.

#### Литература:

1. *Горецкий Г И Основные проблемы палеопатомологии антропогена // Бюлл. комис. по изучен. четверт. п-да. -№ 42.- С.3-17.*
2. *Комлев А. А. Мезокайнозойский долинный морфолитогенез и его влияние на образование россыпей. - Киев: 1988. – 24 с.*
3. *Шамм С. Русла палеорек // Условия древнего осадконакопления и их распознавание. – М:1974. – С.129-140.*



## ТУФФОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ КАЛЕВИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Л.Н.Котова<sup>1</sup>, В.Н.Подковыров<sup>2</sup>

<sup>12</sup>ИГГД РАН, Санкт-Петербург,

<sup>1</sup>e-mail: l.n.kotova@ipgg.ru,

<sup>2</sup>e-mail: vpodk@mail.ru

Проведены геохимические исследования калевийских метаморфизованных отложений Северо-Западного Приладожья, прежде всего на предмет их первичной природы и номенклатуры. Использование новой дискриминантной функции  $DF_{(x)}$  подтвердило принадлежность верхнекалевийских отложений к туфогенным образованиям – туфам и туффитам.

Неоспоримым является тот факт, что при формировании мощных осадочных толщ, особенно раннедокембрийских, существенную роль играл вулканогенный, пирокластический материал, диагностика которого связана с определенными трудностями. В настоящей работе приводятся результаты геохимического изучения раннепротерозойских отложений калевия, широко развитых на северо-западе Ладожского региона Балтийского щита. Традиционно эти супракрустальные отложения, представленные здесь ладожской (на севере) и лахденпохской (на юго-западе) сериями относятся к терригенным образованиям и являются стратотипом калевия, отложения которого широко развиты на прилегающей территории Финляндии. Формально калевийский надгоризонт следует за людиковийским и в региональной стратиграфической шкале его нижняя граница в последние годы определяется в 1950 млн. лет. В действительности, с учетом исследований финских геологов калевий, как неформальная стратиграфическая единица, делится на нижний и верхний калевий, возрастные рамки последнего определяются в интервале 2060–1870 млн. лет. Туфогенные образования калевия, которые рассматриваются в настоящей работе, с учетом финских материалов [1] относятся нами к образованиям верхнего калевия с вероятным возрастом осадконакопления в интервале 1.95-1.92 млрд. лет.

Относительно детальное литогеохимическое изучение пород ладожской и лахденпохской серий приведено нами в работах [2, 3] с описанием геологических особенностей строения Ладожского региона. На территории Западного Приладожья в субстрате мигматитов были выделены разнообразные по составу гнейсо-сланцевые образования, принадлежащие к классам орто- и парапород [3, 4], известными к тому времени геохимическими методами диагностики. При дальнейшем изучении парапород с помощью различных геохимических методов, в том числе при использовании  $DF_{(x)}$  по [5], авторы

пришли к выводу, что парапороды на большей части территории Западного Приладожья представлены преимущественно осадочными образованиями смешанного состава, а именно, туффитами (Рисунок 1). Эти туффиты тесно ассоциируют с туфами, которые представлены здесь описанными ранее ортопородами [3]. Как следует из ряда дискриминантных диаграмм, эти туффогенные образования формировались в условиях активной континентальной окраины. Зрелые терригенные осадки в породах лахденпохской серии натровой зоны (уч-ки Кухка, Куркиеки, Кильпола) практически отсутствуют в отличие от нижней толщи ладожской серии Северного Приладожья. Для участка Кузнечное, относимого к калиевой зоне лахденпохской серии, ассоциация орто- и парапород по геохимическим данным может быть отнесена к вулканогенно-осадочным образованиям. По формационной принадлежности эти образования, скорее всего, отвечают одному из свекофеннских островодужных комплексов.

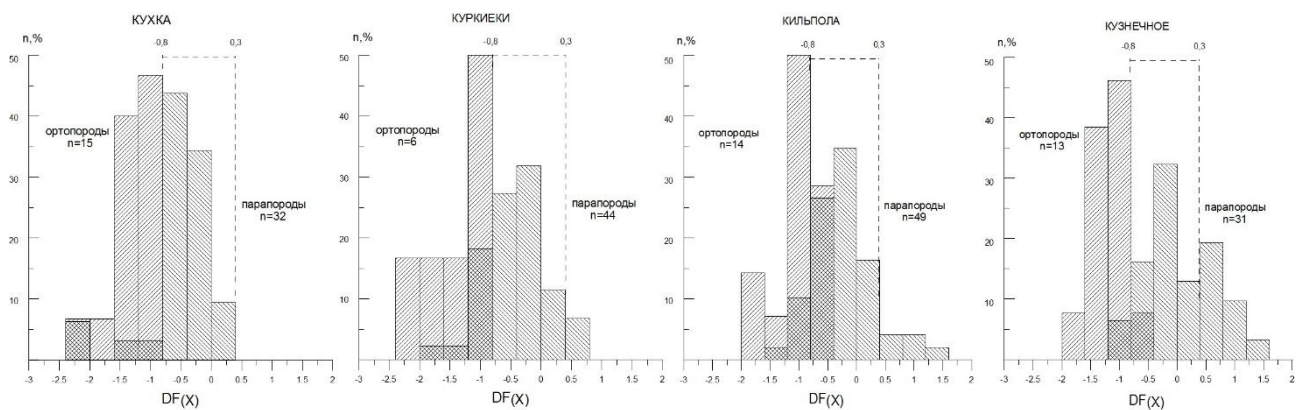


Рисунок 1 - Дискриминантная функция  $DF(x)$  по [5] для орто- и парапород отдельных участков Западного Приладожья. Интервал  $DF(x) (-0,8) - (0,3)$  является область неопределенности. Ортопороды, выделенные нами ранее другими методами, достаточно четко (за небольшим исключением, уч-ка Кильпола) ложатся в поле магматических пород с пограничным значением  $DF(x) (-0,8)$  и менее. Парапороды трех первых участков преимущественно ложатся в область неопределенности и только несколько анализов ложатся в поле осадочных пород. На основании такой тесной геохимической, а также геологической ассоциации орто- и парапород можно отнести их соответственно к туфам и туффитам – породам смешанного состава; последние преобладают. Относительно уч-ка Кузнечное см. в тексте

Сравнительный геохимический анализ показал, что метаосадочные отложения верхней толщи ладожской серии Северного Приладожья могут являться аналогами туффитов Западного Приладожья. По нашему мнению, это не означает, что Северный блок Приладожья в период отложения туффитов являлся активной окраиной; он просто примыкал или граничил с Западным блоком. Нижняя толща зрелых метаосадков, представленных кварцевыми песчаниками и глиноземистыми сланцами (район Харлу) формировалась за счет подстилающих пород (архейские гранито-гнейсы, ятулийские отложения, вулканиты

сортավальской серии) в условиях пассивной окраины. Нижний возрастной рубеж условно определяется окончанием формирования пород сортավальской серии. Для метаосадков нижней толщи отмечается определенная геохимическая особенность: величина  $Zr/Sc > 10$ , что говорит о зрелости осадков (осадочное рециклирование), для туффитов это величина меньше 10, и устойчиво низкое отношение  $Hf/Zr = 0.03$ , в туффитах это отношение выше (0.05).

#### Литература:

1. *Lahtinen R., Huhma H., Kontinen A. et al.* New constrains for the source characteristics, deposition and age of the 2.1-1.9 Ga metasedimentary cover at the western margin of the Karelian Province // *Precamb. Res.* 2010. V. 176. P. 77-93.
2. *Котова Л.Н., Котов А.Б., Глебовицкий В.А. и др.* Источники и области сноса метатерригенных пород ладожской серии (Свекофеннский складчатый пояс, Балтийский щит): результаты геохимических и Sm-Nd изотопно-геохимических исследований // *Стратиграфия. Геол. корреляция.* 2009. Т. 17. № 1. С. 3-22.
3. *Котова Л.Н., Подковыров В.Н.* Раннепротерозойские ортопороды в свекокарелидах пояса Саво, Западное Приладожье: геохимические особенности // *Стратиграфия. Геол. Корреляция.* 2014. Т. 22. № 5. С. 3-21.
4. *Котова Л.Н., Подковыров В.Н., Граунов О.В.* Геохимия терригенных и туфогенных метаосадков калевиа Ладожского региона // *Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Материалы VII Всероссийского литологического совещания. Новосибирск. Т. 2.* 2013. С. 72-75.
5. *Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А., Крылов Д.П.* Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминантного анализа // *ДАН.* 2013. Т. 453. № 3. С. 310-313.

## **ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-ТИТАНОВЫХ РОССЫПЕЙ КАК ИНДИКАТОР ФАЦИАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

**А.В. Лаломов, А.А. Бочнева, А.В. Григорьева, А.В. Чефранова, Л.О. Магазина**

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии  
Российской академии наук (ИГЕМ РАН), e-mail: lalomov@mail.ru.*

Исследование фациальной зональности россыпеобразующих систем является важной частью изучения и прогноза редкометалльно-титановых (титано-циркониевых) россыпных месторождений. Существующие методики палеофациальных реконструкций не адаптированы к изучению преобладающих на территории России глубоко залегающих ископаемых россыпей. Исследование типоморфизма россыпеобразующих минералов и характера минеральных ассоциаций позволяют реконструировать фациальную зональность ископаемых редкометалльно-титановых россыпей.

При поисках и разведке погребенных редкометалльно-титановых россыпей (РТР) необходимым этапом является проведение палеофациального анализа, который позволяет

выявлять морфологию россыпемещающих структур (палеодолин, литорали и мелководного шельфа) и литодинамику палеобассейна.

Специфика распространенных на территории России преимущественно глубоко залегающих ископаемых РТР затрудняет использование стандартной методики палеофациальных реконструкций. В такой обстановке на первое место выходят фациальные признаки минеральных компонентов россыпей – характер минеральных ассоциаций и типоморфные особенности россыпеобразующих и попутных минералов. Выявление связей между фациально-литодинамическими характеристиками среды россыпеобразования и особенностями россыпных минералов является важной составной исследования процессов частью мероприятий по оптимизации геологоразведочных работ на погребенные РТР.

В результате проведенных исследований на объектах Западно-Сибирской (Мансийская площадь) и Восточно-Европейской (Бешпагирское, Саянское, Краснокутское и Центральное месторождения) россыпных провинций был выделен комплекс наиболее информативных типоморфных признаков минералов для реконструкции фациально-литодинамических обстановок в пределах россыпеобразующей формации «промежуточный коллектор (ПК) – аллювиально-дельтовый комплекс (А/Д) – литоральная зона палеобассейна (Л) – прибрежное мелководье (ПМ) – внешнее мелководье (ВМ) – эоловые отложения (Э)». К ним относятся: 1 – дифференциация тяжелых минералов по крупности в различных фациальных зонах; 2 – механическая деструкция и химическое растворение минералов; 3 – изменения химического состава титановых минералов; 4 – изменение состава и степени упорядоченности минеральных парагенезисов.

Таблица 1 - Коэффициент крупности тяжелой фракции различных фациальных зон РТР. В числителе – среднее значение, в знаменателе – стандартное отклонение.

	ПК	А/Д	Л	ПМ	ВМ	Э
Краснокутское			0.54/0.28	0.32/0.31		0.48/0.10
Самотканское		0.77/0.30	0.90/0.33	0.64/0.18	0.58/0.12	
Бешпагирское			0.57/0.37	0.40/0.27		
Умытгинское	0.41/0.40	0.60/0.34	0.67/0.35	0.35/0.10	0.37/0.15	
Центральное			0.31/0.15	0.20/0.08		0.26/0.06

1. Гранулометрические показатели (коэффициент крупности тяжелой фракции (ТФ)  $K_{ТФ}$  – отношение выхода ТФ в классе 0.25-0.1 мм к ее общему содержанию). Анализ значений

$K_{тф}$  показывает, что он последовательно возрастает от промежуточного коллектора через транспортную аллювиально-дельтовую систему к зоне литорали, где достигает максимальных значений, и затем уменьшается в зоне мелководья. При этом сортированность отложений возрастает. В зоне золотой переработки (отложения дюнного комплекса) крупность  $K_{тф}$  близок к литорали (хотя и несколько меньше) при более хорошей сортировке (Таблица 1).

2. Механическая деструкция максимально проявлена для обломков неправильной формы, особенно наглядны изменения окатанности наблюдаются у зерен лейкоксена и ильменита (Рисунок 1).

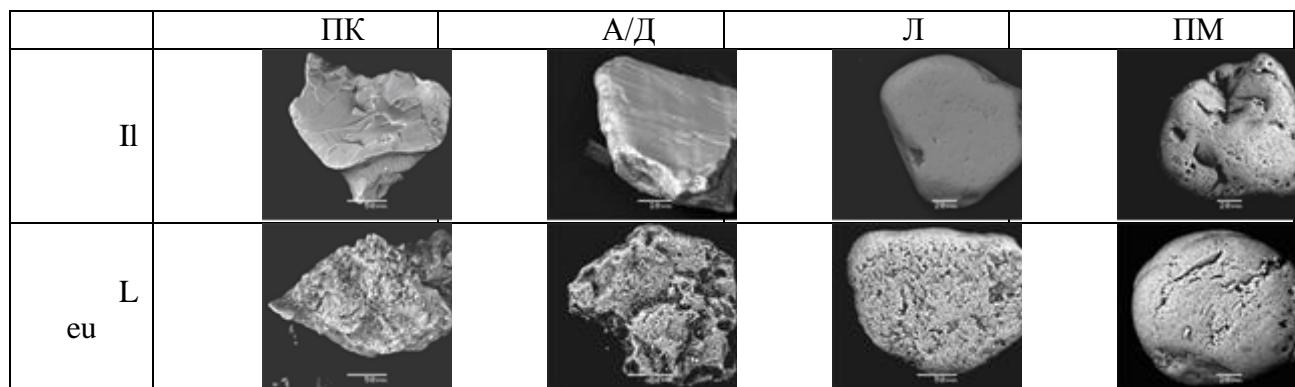


Рисунок 1 - Типоморфизм россыпеобразующих минералов из различных фациальных зон (обломочные зерна неправильной формы). И - ильменит, Leu – лейкоксен.

3. Геохимические показатели (отношение титана к железу), связан с выносом железистой составляющей из минералов ряда ильменит-лейкоксен в зоне гипергенеза. В россыпеобразующей системе происходит лейкоксенизация и вынос железистой составляющей (значение коэффициента  $Ti/Fe$  увеличивается от 1.8–2.4 в зоне промежуточных коллекторов и аллювиально-дельтовых образований до 2.4–2.8 на мелководье и в зоне золотой переработки при сохранении первоначальной структуры титановых минералов. В процессе лейкоксенизации ильменита происходит накопление редких и редкоземельных элементов.

4. Геостатистические закономерности фациальной зональности россыпей.

Анализ структуры минеральных ассоциаций олигоценых отложений Мансийской площади Зауральского россыпного района, выполненный с помощью Метода главных компонент (ГК), показал, что области повышенных значений 1ГК соответствуют, по большей части, пляжевой зоне (значения в интервале 0.8–1.4), и палеозоне мелководья (0.6–1.0) (Рисунок 4). В аллювиально-дельтовой зоне значения 1ГК, как правило, меньше 0.5.

Таким образом, установлено, что типоморфные особенности редкометалльно-титановых россыпей обладают рядом неоднородностей, которые могут быть использованы для реконструкции фациальных обстановок районов и полей распространения ископаемых редкометалльно-титановых россыпей:

– более крупные классы минералов тяжелой фракции концентрируются в зоне литорали, мелкие выносятся в зону мелководья; картирование предложенного коэффициента крупности тяжелой фракции позволяет установить границу между этими фаціальными зонами; граничное значение коэффициента зависит от гидродинамической активности акватории, которая находит отражение в крупности россыпевмещающих отложений.

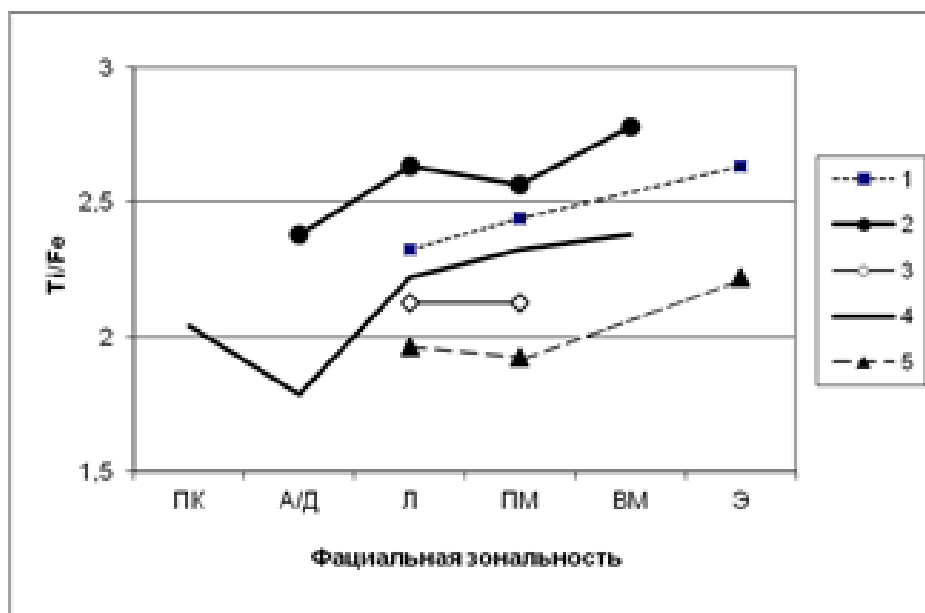


Рисунок 2 - Коэффициент Ti/Fe для ильменитов различных фаціальных зон РТР.

Россыпи: 1 – Краснокутская, 2 – Самотканская, 3 – Бешпагир, 4 – Умытъя (Зауральский россыпной район), 5 – Центральная.

– по окатанности зерен наиболее информативными в отношении фаціальной зональности являются обломочные зерна ильменита и лейкоксена неправильной формы;

– по мере развития осадочного процесса происходит вынос железистой составляющей из ильменита, Ti/Fe коэффициент увеличивается на последовательных этапах седиментогенной серии, при этом происходит увеличение содержания редких и редкоземельных элементов;

– в россыпеобразующих зонах (литораль и прибрежное мелководье) существенно повышается степень упорядоченности минеральных ассоциаций.

# ВЕНДСКИЕ БОКСИТЫ И ФОСФОРИТЫ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА: РАЗЛИЧНЫЕ ИСТОЧНИКИ ПОСТУПЛЕНИЯ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА

Е.Ф.Летникова<sup>1,2</sup>, И.А.Вишневецкая<sup>1,2</sup>, С.И.Школьник<sup>3</sup>, Т.Ю.Черкашина<sup>3</sup>

<sup>1</sup> *Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, e-mail:  
efletnik@igm.nsc.ru*

<sup>2</sup> *Новосибирский государственный университет, Новосибирск*

<sup>3</sup> *Институт земной коры СО РАН, Иркутск, e-mail: sink@crust.irk.ru*

В данной работе на основе литологических, геохимических и изотопных исследований установлено, что вендские бокситы и фосфориты Тувино-Монгольского микроконтинента имеют различные источники поступления рудного вещества. Бокситы образовались в результате химического выветривания пород этого континентального блока. Фосфор поступал в зону шельфа с глубинными водами и осаждался в его дистальных частях. Источник рудного вещества в этом случае генетически связаны с гидротермальными полями палеоокеана.

Венд-кембрийская история развития Тувино-Монгольского микроконтинента (Восточный Саян, Россия, Прихубсугулье, Монголия) отражает пассивный тектонический режим, при котором происходило активное накопление мелководных шельфовых карбонатных отложений боксонской и хубсугульской серий. Фундамент этого тектонического блока составляли архейские кристаллические образования Гарганской глыбы, непротерозойские породы ее активной континентальной окраины и обдуцированные офиолиты Дунжугурского комплекса с возрастом 1 млрд. лет.

Первичный состав и текстурные особенности карбонатных пород нижней части разреза чехла Тувино-Монгольского микроконтинента указывают на принадлежность их к мелководно-морским ассоциациям со следующим набором фаций: 1) фация водорослевых куполов-отмелей - микрофитолитовые, строматолитовые, массивные доломиты; 2) фация диаstem - доломиты с инкрустациями, фосфатизированные доломиты, карбонатные брекчии; 3) фация депрессионных впадин мелководного шельфа - чередование углеродистых известняков с прослоями обломочных карбонатов и линзами, прослоями кремней. Закарстованные доломиты и бокситы фиксируют перерыв в осадконакоплении. Наблюдаемые в породах реликты текстур ограничиваются пологоволнистой слоистостью, реже - горизонтальной, поверхностные текстуры включают знаки ряби, трещины усыхания, ходы илоедов. О наличии наклонных поверхностей рельефа дна свидетельствуют многочисленные текстуры оползания и оплывания, в том числе подводно-оползневые брекчии и комковатые конгломераты. Малое количество и состав нерастворимого остатка отложений свидетельствует о преобладании аутигенного материала и минимальной доле терригенного.

В венде в пределах шельфа Тувино-Монгольского микроконтинента на фоне интенсивного карбонатонакопления происходило формирование месторождений фосфора (Хубсугульское, Буренханское, Хара-Нурское, Ухогольское). Несколько позже на границе венда-кембрия в пределах этого блока на суши протекали активные процессы химического выветривания с образованием коры выветривания, которые в дальнейшем были переотложены с образованием Боксонского месторождения бокситов. Существует две точки зрения на происхождения месторождений фосфоритов в пределах Тувино-Монгольского микроконтинента. Ряд исследователей связывают образование месторождений фосфоритов и бокситов с единым процессом образования коры выветривания, где фосфор выносился в результате гидролиза первичного субстрата и отлагался на шельфе, а остаточная кора выветривания представленная конечным продуктом гидролиза – глиноземом, были переотложены позже с образованием месторождения бокситов. В этом случае, бокситы и фосфориты будут иметь единый источник поступления в осадочный бассейн, наследуя его геохимические и изотопные характеристики. Другие исследователи считают, что фосфориты Тувино-Монгольского микроконтинента образовались в результате апвеллинга и не связаны с процессом образования бокситов.

Венд-кембрийские бокситы представляют собой неметаморфизованные разности и являются продуктами переотложенной коры выветривания. Материнскими породами для них послужили различные породы кислого и основного состава, при подчиненном вкладе ультраосновного. Sm-Nd изотопные исследования бокситов показали, что породы первичного субстрата имели модельный возраст 1,7-2,2 млрд лет при вариациях  $\epsilon_{Nd}$  от -5,4 до -12,7. Подобные изотопные характеристики типичны для неопротереозойских вулканических и осадочных пород активной континентальной окраины Тувино-Монгольского микроконтинента, которые и послужили субстратом для образований коры выветривания.

При изучении фосфоритов и вмещающих их карбонатных отложений боксонской серии было отмечено, что при прочих равных условиях седиментогенеза и незначительных содержаниях терригенной составляющей, фосфориты содержат РЗЭ в среднем на порядок больше, чем вмещающие их карбонатные отложения. Подобная закономерность отмечена для современных фосфатноносных отложений, что указывает на повышенную сорбцию РЗЭ фосфатным веществом. Также в современных осадках установлена зависимость миграционных способностей европия от степени восстановленности среды седиментогенеза и его повышенной сорбции на фосфатном веществе. Тем не менее, для изученных шельфовых фосфоритов боксонской серии аномального обогащения Eu не отмечено. Это может быть связано с инертностью Eu в мелководных, богатых кислородом обстановках. Следует отметить незначительное преобладание LREE над HREE ( $La/Yb=5,5-7,1$ ). Это хорошо



согласуется с гипотезой происхождения этих фосфоритов, предложенной А.В. Ильиным – апвеллингом, в результате которого роль морской воды в формировании редкоземельного состава возрастает, что отражается в более высоких концентрациях HREE.

Стоит отметить для всех руд этого фосфоритоносного бассейна не типичную для осадочных пород Nd положительную аномалию, отмеченную также рядом авторов для современных фосфоритов шельфа Намибии, накопление которых также связывают с процессами апвеллинга.

Для фосфоритов всех четырех месторождений типична ярко выраженная отрицательная Ce-аномалия, обусловленная длительной миграцией редкоземельных элементов от источника поступления в воды бассейна.

Анализ геохимических характеристик фосфоритов месторождений Тувино-Монгольского микроконтинента позволил установить, что все руды имеют однотипный характер распределения рассеянных и редкоземельных элементов, что является следствием накопления в пределах его шельфа при пассивном тектоническом режиме. На основе литологических и геохимических характеристик установлено, что фосфориты накапливались в дистальных частях шельфа. Анализ распределения рассеянных и редкоземельных элементов делает модель апвеллинга более приемлемой, чем размыв коры выветривания в плане поставки фосфора в бассейн седиментации. На это так же указывают данные изотопных исследований изученных фосфоритов, где  $\epsilon Nd$  варьирует от -1,8 до -4,3, резко отличаясь от таковых значений в бокситах. Подобные геохимические и изотопные характеристики типичны для осадков, связанных с влиянием на их состав низкотемпературных флюидов гидротермальных полей океана.

Таким образом, изотопные и геохимические характеристики вендских бокситов и фосфоритов Тувино-Монгольского микроконтинента указывают на различные источники поступления рудного вещества в бассейн седиментации. Бокситы образовались за счет химического выветривания пород микроконтинента. Фосфор поступал в зону шельфа с глубинными водами и осаждался в его дистальных частях. Источник рудного вещества в этом случае генетически связан с гидротермальными полями палеоокеана.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты 13-05-12025, 15-05-04344, 14-05-31013, 15-05-04344 и гранта Президента РФ МК-6608.2015.5.

## ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОНОСНЫХ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

М.Ю.Маркин<sup>1</sup>, С.Г.Парада<sup>1</sup>, И.Ю.Шишкалов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт аридных зон Южного НЦ РАН, г. Ростов-на-Дону,

e-mail: maurmar@yandex.ru

В последние годы на Северном Кавказе проводятся поисковые и геолого-разведочные работы на рудное золото. В ходе сопутствующих научно-исследовательских работ установлено, что большинство выявленных объектов можно отнести к черносланцевому типу [2, 4, 7]. В связи с этим возникает возможность применения к ним литогенетической концепции, разработанной на примере золотоносных черносланцевых комплексов Сибири и Дальнего Востока [5, 6], в соответствии с которой на этапе литогенеза образовались крупнообъемные участки предрудных относительно слабо золотоносных минерализаций. Разнообразие минеральных типов и масштабов таких предрудных минерализаций связано с различными условиями седиментогенеза, характером и полнотой проявления последующих стадий литогенеза.

В качестве объектов исследования на Северном Кавказе выбраны хорошо изученные благороднометалльные минерализации и вмещающие породы Малка-Муштинского, Уруп-Лабинского и Кардан-Куспартинского рудных узлов, охватывающие углеродистые толщи соответственно протерозойского, палеозойского и мезозойского возраста. По результатам минералого-геохимических исследований в углеродистых толщах названных рудных узлов нами выделены три минерально-морфологических типа благороднометалльных минерализаций, которые или сами по себе являются объектом геологоразведочных работ, или сопутствуют более богатым рудам. К ним относятся: 1) участки скопления осадочно-диагенетических сульфидов в углеродистых отложениях юры Кардан-Куспартинского рудного узла; 2) зоны концентрации кварцевых жил и прожилков Уруп-Лабинского и Малка-Муштинского рудных узлов; 3) прослои и залежи сульфидно-кремнистых субмаринных эксгалационно-осадочных образований Кардан-Куспартинского и Уруп-Лабинского рудных узлов. Содержания золота во всех перечисленных образованиях в 100 раз превышают фоновые и составляют десятые доли доли г/т. Эти минерализации можно рассматривать как предрудные концентрации благородных металлов, связанные с различными особенностями литогенеза углеродисто-терригенных толщ.

По результатам химических анализов рудоносные углеродистые породы перечисленных узлов разделяются на три группы: 1) калиевые, 2) натриевые и 3) натриевые с

аномально повышенным магнием (Рисунок 1). Выявленная магниевая, калиевая и натриевая специализация углеродисто-терригенных пород устанавливается не только в пределах участков рудных минерализаций, но и сохраняется по простиранию толщ, то есть является свойством самих пород, независимо от того, есть в них оруденение или нет.

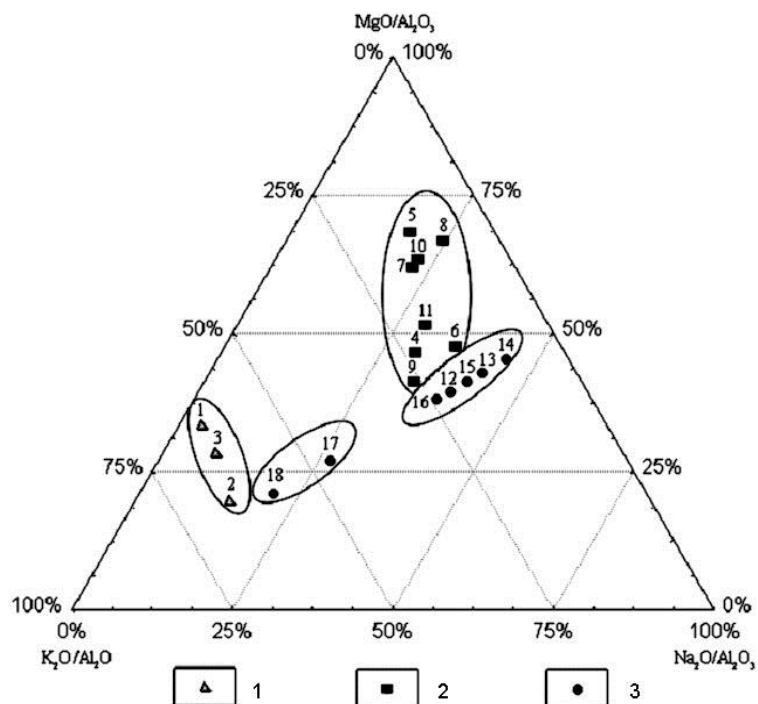


Рисунок 1 - Треугольная диаграмма, иллюстрирующая наличие трех литохимических типов рудоносных углеродистых пород на Северном Кавказе:

1 – юрские углеродистые глинистые сланцы Кардан-Куспартинского рудного узла (1–3); 2 – девонские углеродистые сланцы Уруп-Лабинского рудного узла (4–11); 3 – протерозойские углеродистые сланцы Малка-Муштинского рудного узла зеленосланцевой фации метаморфизма (12–16) и неметаморфизованные (17–18)

Магниевая специализация легко объясняется соответствующим петрофондом, в качестве которого выступают породы древнего офиолитового комплекса. Это подтверждается исследованиями шлифов, где часто обнаруживаются микрообломки ультраосновных пород и зерна хромшпинелида. По содержанию элементов-примесей они также выделяются повышенными концентрациями хрома, никеля и др. [2].

Калиевая специализация является обычной для глинистых пород и соответствует геохимической направленности литогенеза. А вот натриевая специализация глинистых толщ является аномальной. В соответствии с концепцией Т.Барта [1] аномальное обогащение осадочных пород натрием происходит за счет захороненных в осадке хлоридно-натриевых морских вод. Если же осадки, пройдя лишь стадию диагенеза, испытывали поднятие выше уровня моря еще до того, как они подверглись катагенезу и метагенезу, то натрий, содержащийся в порах, выщелачивался. При последующем метаморфизме такие породы

сохраняли нормальный для осадочных пород калиевый тип щелочности. Ранее, на примере хорошо изученного в литологическом отношении верхоянского терригенного комплекса [9] нами обоснован механизм обогащения натрием осадочных пород в условиях лавинной седиментации и последующего катагенеза осадков за счет хлористого натрия седиментогенных вод [5]. Таким образом, помимо ранее обоснованного механизма формирования сульфидных месторождений в условиях катагенеза [8], предлагается механизм формирования месторождений кварцевожильно-прожилковых типов в определенных условиях литогенеза. Показателем таких условий является аномально повышенные содержания натрия в осадочных породах.

Выделяемые в изученных районах Северного Кавказа минерально-морфологические типы золотоносных минерализаций соответствуют трем литохимическим типам вмещающих углеродистых пород, что указывает на более тесную связь процессов литогенеза и рудообразования и позволяет выделить три эволюционные серии углеродисто-терригенных комплексов, представляющих литогенные рудоподготовительные системы. Они отвечают обстановкам: 1) шельфа (юрские черные сланцы Кардан-Куспартинского рудного узла и шиджатмазкая свита верхнего протерозоя Малка-Муштинского рудного узла), 2) континентального склона (малкинский протерозойский комплекс, включающий халтухаколскую и долинонарзанную свиты Малка-Муштинского рудного узла), 3) подножия континентального склона и ложа океанического бассейна (палеозойские углеродистые толщи Урупо-Лабинского рудного узла).

#### Литература:

1. *Барт Т.Ф.* Соотношение натрия в изверженных и осадочных породах. В кн: Проблемы геохимии. М.: Наука, 1965. С. 424-428.
2. *Гончаров В.И., Богуш И.А., Глазырина Н.В., Исаев В.С.* Литология, геохимия и золотоносность черносланцевых комплексов Северного Кавказа // Вестник Южного научного центра. 2006. Т. 1, № 4. С. 58-64.
3. *Кулиш Е.А., Парада С.Г.* Металлогенический аспект геохимии натрия в черносланцевых комплексах // Минералогический журнал. 2007. Т. 29, № 4. С. 5-14.
4. *Матишов Г.Г., Парада С.Г., Давыденко Д.Б.* Технологии прогнозирования залежей углеводородов и минеральных месторождений будущей России (на примере южного региона) // Геология и геофизика Юга России. 2011. № 1. С. 20-31.
5. *Парада С.Г.* О литогенной природе некоторых золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах. Литология и полезные ископаемые. 2002. № 3. С. 275-288.
6. *Парада С.Г., Парада Л.Ф.* Литолого-геохимические условия локализации золотого оруденения в черносланцевых толщах Приамурья // Тихоокеанская геология, 1988. № 4. С. 77-81.
7. *Парада С.Г., Холод Ю.В., Шишкалов И.Ю.* Геохимия вторичных ореолов рассеяния Малка-Муштинского рудного узла (Северный Кавказ) // Вестник Южного научного центра. 2011. Т. 7, № 3. С. 55-60.

8. Холодов В. Н., Шмариневич Е. М. Рудогенерирующие процессы элизионных и инфльтрационных систем // Геология руд. месторождений. 1992. № 1. С. 3-22.

9. Янаскурт О.В. Предметаморфические изменения осадочных пород в стратисфере: Процессы и факторы. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.

## **ФОСФОРИТЫ КЕРНОССКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО ВЕНДА СРЕДНЕГО УРАЛА: ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О СИСТЕМАТИКЕ РЗЭ**

**А.В.Маслов<sup>1</sup>, А.Б.Кузнецов<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, e-mail: maslov@igg.uran.ru

<sup>2</sup>ИГГД РАН, Санкт-Петербург, e-mail: antonbor9@mail.ru

Проанализирована РЗЭ-систематика обломков фосфоритов из отложений керносской свиты верхнего венда западного склона Среднего Урала и показано, что она не может быть использована для реконструкции окислительно-восстановительных характеристик придонных вод бассейна осадконакопления.

Исследования систематики редкоземельных элементов (РЗЭ) в фосфоритах разного возраста проводятся уже несколько десятилетий. Так, в известной работе (Yu, 1998) показано, что венд-раннекембрийские слоистые фосфориты обладают весьма низким суммарным содержанием РЗЭ (~15 г/т), но распределение последних в них сходно с тем, что присуще морской воде при небольшом обеднении ТРЗЭ. В гранулярных/пеллетовых фосфоритах того же возраста содержание РЗЭ может достигать 650 и более г/т. Вхождение РЗЭ в фосфатные зерна имеет место при их транспортировке и переотложения, тогда как в слоистых фосфоритах накопление фосфатного вещества происходит почти одновременно с процессами седиментации и/или захоронения вблизи поверхности раздела осадок-вода, что препятствует значительному обогащению их РЗЭ. Было высказано также предположение (Shields, Stille, 2001), что свойственные морской воде обогащение ТРЗЭ и отрицательная Се аномалия редко фиксируются в довендских (доэдиакарских) морских аутигенных минералах (Са-фторопатит и кальцит) вследствие иного распределения РЗЭ в докембрийском океане или влияния постседиментационных процессов. Последние могли привести к росту  $\Sigma$ РЗЭ, изменению величин Се и Еu аномалий, а также концентрированию в фосфатных фазах средних РЗЭ.

Постседиментационные (позднедиагенетические в понимании западных авторов) процессы ведут к появлению положительных корреляций между Се/Се\* и Еu/Еu\*, а также Се/Се\* и  $\Sigma$ РЗЭ, и отрицательной корреляции между Се/Се\* и (Dy/Sm)<sub>N</sub>. В свою очередь, с процессами выветривания связано обеднение ТРЗЭ и появление положительных аномалий La и Y. Таким образом, по мнению (Shields, Stille, 2001), такой параметр спектров РЗЭ, как Се/Се\*

отражает в первую очередь особенности процессов диагенеза, и не дает оснований судить в целом о редокс-обстановках придонных вод бассейнов осадконакопления. Тем не менее, РЗЭ-систематика фосфоритов продолжает использоваться многими авторами как важный инструмент расшифровки именно редокс-условий среды осадконакопления.

Одной из задач наших исследований являлся анализ РЗЭ-систематики фосфатных конкреций и брекчий, присутствующих в разрезах керносской свиты венда западного склона Среднего Урала и реконструкция на этой основе возможных параметров среды осадконакопления. Для этого были исследованы 6 образцов (Рисунок 1), отобранных в разные годы из разрезов названной свиты по р. Межевая Утка (образцы серии Mz, брекчии, состоящие, в том числе и из обломков фосфоритов, т.н. «перемытые обломки фосфоритов» (Аблизин и др., 1982) и р. Усьва (образцы серии Us, конкреции). По результатам рентгеновского анализа, в конкрециях апатит отсутствует, доля силикатной примеси (кварц, пирит, полевой шпат) составляет от 83 до 88%. Содержание силикатной примеси в обломках брекчий варьирует от 36 до 49%, наряду с кварцем и полевым шпатом здесь присутствует и заметное количество апатита.

Суммарное содержание РЗЭ (по данным ICP-MS анализа, выполненного во ВСЕГЕИ) в образцах серии Mz варьирует от 179 до 318 г/т, а в конкрециях составляет 57–192 г/т. Нормированное на РАAS (Тейлор, МакЛеннан, 1988) распределение РЗЭ в образцах обеих серий показано на Рисунке 2 (а). Средние значения таких параметров спектров РЗЭ как  $(La/Sm)_N$ ,  $Ce/Ce^*$ ,  $Ce_{аном}$ ,  $Eu/Eu^*$ ,  $(Dy/Sm)_N$  и  $Pr/Pr^*$  в обломках фосфоритов из брекчий составляют, соответственно, 1.10, 0.89, -0.05, 1.16, 0.78 и 1.02, а для конкреций – 1.05, 0.95, -0.02, 0.44, 0.85 и 0.99. В целом спектры распределения РЗЭ в конкрециях, характеризующиеся сильно уплощенной/субгоризонтальной формой, близки к распределению лантаноидов в обычных глинистых породах и, в том числе, к распределению РЗЭ в тонкозернистых обломочных породах собственно керносской свиты; для них не характерны ни цериевые, ни европиевые аномалии, ни какое-либо обогащение или обеднение легкими или тяжелыми РЗЭ. Спектры РЗЭ в обломках фосфоритов из брекчий обладают весьма незначительными отрицательными Ce аномалиями (0.83–0.96), небольшими положительными Eu аномалиями (1.11–1.20).

Параметр  $Ce_{аном}$  имеет значение от -0.02 до -0.08, что, в соответствии с данными (Wright et al., 1987), возможно указывает на окислительные обстановки в придонных слоях воды в бассейне осадконакопления во время формирования фосфоритов. Однако то обстоятельство, что величина  $(Er/Lu)_N$  в проанализированных нами обломках фосфоритов варьирует от 1.01 до 1.27 позволяет считать, что концентрации ТРЗЭ в них претерпели определенное диагенетическое перераспределение (по данным (Shields, Stille, 2001), в неизменных или

слабо измененных кембрийских фосфоритах Южного Китая данный параметр варьирует от 1.73 до 3.37). Для обломков фосфатного состава (образцы серии Mz) характерна ярко выраженная отрицательная корреляция между параметрами  $Ce/Ce^*$  и  $(Dy/Sm)_N$  ( $r = -0.97$ ), а также сильная положительная взаимосвязь между  $\Sigma P3Э$  и  $Ce/Ce^*$  ( $r = 0.92$ ). В соответствии с представлениями (Shields, Stille, 2001), это может указывать на существенное влияние на распределение P3Э в брекчиях фосфоритов керносской свиты позднедиагенетических процессов. В то же время существенное сходство нормированных на PAAS спектров P3Э в обломках фосфоритов и вмещающих их глинистых сланцах (см. рис. 2а) позволяет предполагать, что распределение лантаноидов в обломках фосфоритов контролируется в основном входящей в них терригенной/глинистой или глинисто-алевритовой составляющей. Этот вывод подтверждается также аномально высокими значениями  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в образцах апатита серии Mz – 0.7249–0.7253, которые значительно выше этого отношения в морской воде венда (0.7068–0.7085).

На диаграмме  $Pr/Pr^*-Ce/Ce^*$  (Bau, Dulski, 1996) точки состава фосфоритов серии Mz в основном сконцентрированы в поле Па (Рисунок 2 (б)). Это указывает, что отрицательная Се аномалия в них является «кажущейся» (настоящие, как положительные, так и отрицательные цериевые аномалии типичны для тех фигуративных точек, что попадают в поля соответственно IIIа и IIIб) и обусловлена положительной аномалией La.

Всё сказанное выше показывает, что P3Э-систематика керносских фосфоритов нарушена в ходе позднедиагенетической перекристаллизации и не может быть использована для реконструкции окислительно-восстановительных характеристик придонных вод бассейна осадконакопления.

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ 15-05-01512.



Рисунок 1 - Облик фосфоритовых брекчий и «фосфатных конкреций» из разрезов керносской свиты

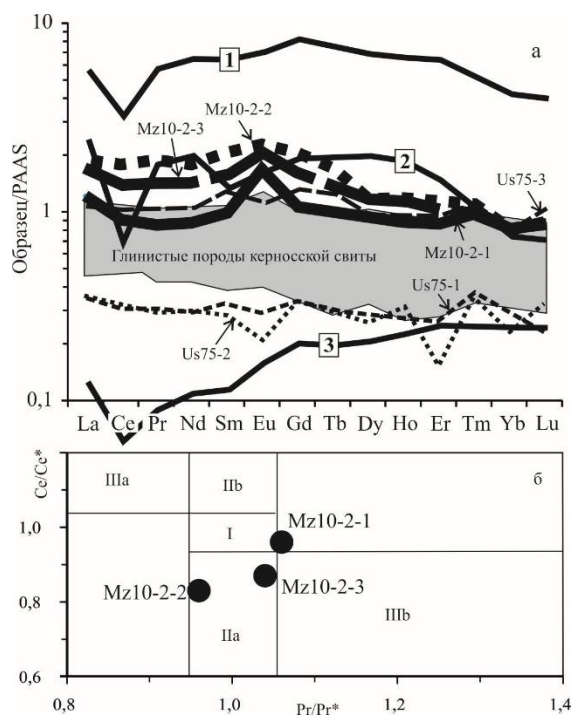


Рисунок 2 - Распределение РЗЭ в обломках фосфоритов и «фосфатных конкрециях», а также глинистых породах керносской свиты (а) и положение точек состава фосфатных обломков на диаграмме Pr/Pr\*–Ce/Ce\* (б).

1 – пеллетовые фосфориты, нижний кембрий, Монголия; 2 – то же, Китай; 3 – фосфатные пелоиды, миоцен, Мальта, все по (Shields, Stille, 2001)



# РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В МЕЗОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОДАХ БУРЕЙНСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ)

С.А.Медведева

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск,  
e-mail: medvedeva@itig.as.khb.ru*

В работе на основе изучения данных о содержаниях редкоземельных элементов в юрско-нижнемеловых осадочных породах сделаны выводы о составе пород областей сноса и предполагаемых тектонических обстановках осадконакопления.

Буреинский осадочный бассейн (ББ) расположен на северо-восточной окраине Цзямусы-Ханкайско-Буреинского массива и ограничен с востока Чегдомыньским выступом. Он является краевым прогибом [3]. Юрский разрез в центральной части ББ состоит из нижнеюрских (верхний плинсбах - нижний тоар), среднеюрских (аален - келловей) и верхнеюрских (нижний оксфорд, титон) свит [1]. Меловой разрез представлен берриас-сеноманскими свитами. В разрезе фиксируются перерывы. Отложения представлены переслаиванием конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, аргиллитов, их известковистых и туфогенных разновидностей, туфов и туффитов кислого состава. Прослой и линзы углистых пород и углей, отмеченные в верхней части разреза, являются показателями гумидного климата. Были опробованы доступные коренные выходы пород вдоль БАМа и в выемках автомобильных дорог междуречья Солони-Ургал (стратиграфический интервал плинсбах-апт).

Изученные образцы разделены на две выборки. В первой представлены псаммитовые породы (песчаники), во второй – алевропелитовые (алевролиты, песчанистые алевролиты, аргиллиты). Определение концентраций РЗЭ проводилось методом ICP-MS на приборе Elan DRC II PerkinElmer (США) в Хабаровском инновационно-аналитическом центре ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН (аналитики Д.В.Авдеев, В.Е. Зазулина, Л.С. Боковенко).

Нами были рассчитаны суммы всех 14 РЗЭ, отношения легких РЗЭ к тяжелым РЗЭ (ЛРЗЭ/ТРЗЭ), значения европиевой и цериевой аномалий. Элементы нормированы по хондриту. В псаммитах неоднородность распределения РЗЭ проявлена сильнее, чем в алевропелитах. Сумма РЗЭ варьирует в псаммитах от 87-106 г/т до 297-390 г/т, в алевропелитах - от 108 до 267 г/т. Считают, что содержания РЗЭ увеличиваются от псаммитов к более тонкозернистым алевропелитам. При сравнении литотипов из одних и тех же свит эта закономерность в целом подтверждается. Если же породы являются известковыми разновидностями алевропелитов, то сумма РЗЭ в них (108-195 г/т) немного ниже суммы РЗЭ

в одновозрастных псаммитах (144-228 г/т), поскольку в известняках содержание РЗЭ намного меньше, чем в терригенных или глинистых породах [2, неопубликованные данные автора]. Региональной особенностью являются более высокие содержания РЗЭ в изученных породах по сравнению с содержаниями РЗЭ в песчаниках (80 г/т) и глинистых породах (128 г/т) складчатых областей [2]. Нет резкого (в несколько раз) превышения суммы РЗЭ в алевропелитах по сравнению с суммой РЗЭ в псаммитах, что говорит о слабой зрелости пород и позволяет реконструировать тектонически активную складчатую область сноса [2]. Значительный разброс содержаний РЗЭ связан, возможно, с разнообразными фациальными обстановками, с разным содержанием РЗЭ в минералах-концентраторах. Известно, что кварц содержит мало РЗЭ, а мусковит и турмалин из гранита намного больше [6].

ЛРЗЭ/ТРЗЭ в целом повторяет распределение суммы РЗЭ: от 7 до 16, но чаще 9-12 в среднеюрских песчаниках (среднее 10) и 8-11 в верхнеюрско-нижнемеловых песчаниках (среднее 9). Отрицательная европиевая аномалия  $Eu/Eu^* = EuN/(SmN \cdot GdN)^{1/2}$  выражена четко, значения выше 0.6 редки. ЛРЗЭ/ТРЗЭ больше 8 и значительная европиевая аномалия показывают кислый состав эродируемых пород [6]. Высокие значения цериевой аномалии  $Ce/Ce^* = CeN/(LaN \cdot PrN)^{1/2}$  в алевропелитах (0.8-1.8) свидетельствует о значительной удаленности (2 500 – 3 000 км,  $Ce/Ce^* = 0,9 - 1,3$ ) от срединно-океанического хребта (СОХ) [7].

Анализ данных о содержаниях РЗЭ и характере их распределения позволяет сделать вывод о том, что размывались породы кислого, реже среднего, состава. Осадконакопление происходило недалеко от гористых областей сноса, в окраинно-континентальном водоеме. В целом выводы не противоречат выводам, полученным по результатам минералогического и литохимического исследований [4].

#### Литература:

1. *Анойкин В.И.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. «2-е изд. Серия Буреинская. Лист М-53-VIII (Чегдомын). Объяснит. Записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2003. 123с. + 2 вкл.
2. *Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 233 с.
- 3 *Забродин В.Ю.* Зона сочленения Буреинского массива с Сихотэ-Алиньской складчатой системой. Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. Геол. 2010. Т.85, Вып. 2. С.11-21.
4. *Медведева С.А.* Мезозойские песчаники и реконструкция тектонических обстановок седиментации в Буреинском осадочном бассейне (Дальний Восток). Тихоокеанская геология, 2014, том 33, № 4, с. 83-98.
5. *Мигдисов А.А., Балашов Ю.А., Шарков И.В., Шерстенников О.Г., Ронов А.Б.* Геохимия. 1994. № 6. С.789-803.
6. *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. Перевод с англ. - М.: Мир, 1988. 384 с.

7. Murray R.W., Buchholtz ten Brink M.R., Jones D.L. Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale. *Geology*, 1990, v. 18, p. 268—271.

## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОНОСНЫХ УГЛЕРОДИСТО-ТЕРРИГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

С.Г.Парада

*Институт аридных зон Южного НЦ РАН, г. Ростов-на-Дону,  
e-mail: segripa@rambler.ru*

Многие золоторудные месторождения локализованы в углеродисто-терригенных (черносланцевых) комплексах без видимой связи с проявлениями магматизма и (или) метаморфизма. Уже эти два обстоятельства позволяют рассматривать их образование совместно с историей формирования осадочно-породных бассейнов. Ведь фазовая дифференциация вещества, проявляющаяся в условиях гипергенеза и седиментогенеза, продолжается в диагенезе и катагенезе и приводит к формированию стратиформных месторождений цветных металлов [5]. Поскольку особенности проявления постседиментационных стадий литогенеза и аутигенного минералообразования во многом определяются фаціальным составом осадков и геодинамикой осадочных бассейнов [7], то они должны отражаться и в образовавшихся в эти стадии рудных минерализациях.

При всем многообразии геологических обстановок локализации все золоторудные месторождения в углеродисто-терригенных комплексах разными исследователями объединяются в две группы, называемые золоторудными формациями, минерально-морфологическими типами, рудноформационными группами, геолого-генетическими типами и др [2]. Главным критерием при этом служит вещественный состав руд. К первой группе все авторы относят месторождения вкрапленных и прожилково-вкрапленных золотосульфидных, ко второй – жильных и жильно-прожилковых золото кварцевых руд.

Рудные тела месторождений первой группы представлены стратиформными разнообразными залежами (Сухой Лог, Олимпиадинское и др.) и кососекущими зонами (месторождения Майское, Маломыр и др.). Самородное золото тесно связано с сульфидами. На некоторых месторождениях (Сухой Лог, Даугыз, Майское, Ворошиловское) отмечены более поздние по отношению к сульфидным зонам кварцевые жилы.

Рудные тела месторождений второй группы представлены отдельными пластообразными и седловидными, а также секущими кварцевыми жилами (Бриндакит, Дуэт,

Юр, Кулар, Емельяновское, Токур и др.) и жильно-прожилковыми (штокверковыми) зонами различной морфологии (Мурунтау, Нежданинское, Советское, Наталкинское и др.). Жилы и прожилки сложены кварцем в котором располагаются частицы самородного золота.

Изучение химического состава рудовмещающих комплексов показало, что месторождения сульфидновкрапленного типа локализуются в терригенных толщах с нормальным для осадочных пород калиевым типом щелочности, месторождения кварцевожильно-прожилкового типа – в терригенных толщах с аномальным для осадочных пород натриевым типом щелочности (Рисунок 1). Нормальная калиевая или аномальная натриевая специализация пород устанавливается не только в пределах золотоносных участков, но и сохраняется по простиранию толщ, то есть является свойством самих пород, независимо от того, есть в них оруденение или нет.

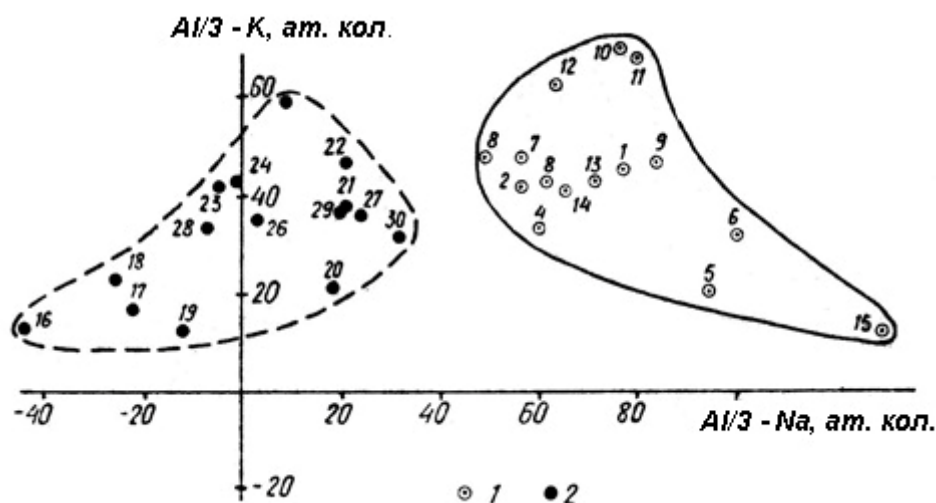


Рисунок 1 -Положение фигуративных точек химического состава углеродисто-терригенных пород с оруденением золото-сульфидного (1) и золото-кварцевого (2) типов на диаграмме Хьюберта де ля Роша [6].

В золотоносных провинциях, приуроченных к углеродисто-терригенным комплексам, развит, как правило, только один из двух минеральных типов золоторудных месторождений в соответствии с типом щелочности пород. Так, в Верхояно-Колымской провинции практически на всем ее протяжении все золоторудные месторождения представлены только кварцевожильно-прожилковым типом в соответствии с регионально проявленной натриевой специализацией рудовмещающего верхоянского верхнепалеозойско-нижнемезозойского терригенного комплекса. В Ленской провинции промышленные золоторудные месторождения локализованы в филлитовидных сланцах верхнего рифея с нормальным калиевым типом щелочности и представлены сульфидновкрапленным типом (Сухой Лог, Вернинское и др.). Золотоносные кварцевые жилы иногда отмечаются в пределах этой провинции, но образовались позже сульфидновкрапленных руд [1]. Подобная ситуация наблюдается на

Чукотке и в Амуро-Охотской складчатой области [3].

Анализ геологических, минералогических, геохимических и изотопно-геохронологических данных по золотоносным районам [1 – 7] позволил предположить, что два основных литохимических типа золотоносных углеродисто-терригенных комплексов формируются в различных геодинамических обстановках.

На примере рифейских золотоносных сульфидизированных черносланцевых толщ Бодайбинского золотоносного района [1, 4] установлено, что калиевые углеродисто-терригенные толщи, вмещающие золоторудные месторождения сульфидновкрапленного типа, накапливались на шельфе в условиях пассивного тектонического режима. Это определяет накопление преимущественно пелитовых осадков, возможность развития в отдельных обособленных впадинах специфических форм золотоконцентрирующих организмов и осадочно-диагенетических сульфидов. Литогенез в таких бассейнах заканчивался, не достигнув стадии катагенеза в результате инверсии тектонического режима и вывода пород в зону гипергенеза.

На примере детально изученного в литологическом отношении верхожанского терригенного комплекса [7], повсеместно содержащего золотое оруденение кварцевожилково-прожилкового типа установлено, что аномально натриевая специализация сформировалась на стадиях катагенеза и метагенеза. При лавинной седиментации в условиях континентального склона и его подножия, неуплотненные осадки, минуя стадию диагенеза и сохранив свой флюидный и элементный потенциал, оказываются в термобарических условиях катагенеза, где происходит химическое взаимодействие между твердой и жидкой фазами осадка. При этом натрий, содержащийся в порах осадка в форме NaCl, фиксируется в новообразованном альбите, а хлор вместе с кремнеземом насыщает поровые воды. Одновременно происходит деструкция органического вещества, десорбция и высвобождение химически связанного золота и его переход в хлоридные подвижные комплексы. Золотоносные кремнекислые растворы, выжимаемые из глинистых пород, разгружаются в проницаемых пластах песчаников, формируя рудоносные кварцевые жилы и жильно-прожилковые зоны.

#### Литература:

1. Буряк В. А. Проблемы генезиса черносланцевых толщ и развитого в них золотого, золотоплатиноидного и прочих видов оруденения // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 1. С. 118-129.
2. Парада С.Г. О литогенной природе некоторых золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах // Литология и полезные ископаемые, 2002. №3. С.275-288.
3. Парада С.Г., Парада Л.Ф. Литолого-геохимические условия локализации золотого оруденения в черносланцевых толщах Приамурья // Тихоокеанская геология, 1988, № 4. С. 77-81.
4. Станевич А.М., Немеров В. К. Обстановки и рубежи осадконакопления в неопротерозое Байкальской

горной области // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса. Т. 2: Материалы к 1-му Всероссийск. литолог. совещ. Москва, 19-21 дек. 2000 г. Москва: ГЕОС, 2000. С. 253-256.

5. *Холодов В. Н., Шмариович Е. М.* Рудогенерирующие процессы элизионных и инфильтрационных систем // Геология руд. месторождений. 1992. № 1. С. 3-22.

6. *Хьюберт де ля Рош.* Геохимическая характеристика областей метаморфизма: Признаки и доказательства их дометаморфической истории // ИМГК. СССР, Москва, 20-25 июля 1971 г. М.: 1972. Т. 3, кн. 1. С. 263-290.

7. *Янакурт О. В.* Предметаморфические изменения осадочных пород в стратифере: процессы и факторы. Москва: ГЕОС, 1999. 260 с.

## **О КИММЕРИЙСКИХ ООЛИТОВЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУДАХ СЕВЕРО-ПРИАЗОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В АКВАТОРИИ БЕРДЯНСКОГО ЗАЛИВА**

**В.Т. Погребной**

*ГП Днепрогеофизика, г. Днепрпетровск, e-mail: vit.pogrebnoy@yandex.ru*

По материалам исследования разрезов нижнего (основного) рудоносного горизонта в пределах северной прибрежной материковой полосы Бердянского залива и на западном побережье Бердянской косы, которая служит восточной береговой линией залива, показано предположение о составе и качестве руд в акватории четырёхкилометровой зоны залива.

Выполненными в начале 60-х годов предыдущего века широкомасштабными поисково-разведочными работами в Северном Приазовье околонулена площадь развития киммерийских железорудных образований – оолитовых железных руд, железистых песчаников и табачных глин. Вдоль северного побережья Азовского моря киммерийские железозносные образования шириной от 10 до 55 км и общей площадью свыше 5 тыс. км<sup>2</sup> протягиваются от г. Мариуполь на востоке до Присивашья и ж.-д. станции Новоалексеевка на западе. При этом системой профилей субмеридионального направления от прибрежной зоны вквост простирания площади развития киммерия многочисленными скважинами зафиксированы границы рудоносных отложений. В толще киммерия Приазовья заключено от одного до четырёх железистых пластов. Наиболее часто в разрезе встречаются два или три пласта, которые разобщены песчано-глинистыми отложениями мощностью от 2-5 до 27 м. Примечательно, что из них только нижний пласт, в котором сконцентрировано основное количество железа и примесных элементов в рудах всего месторождения, непрерывно прослеживается на всей площади железистого киммерия. Иные пласты обычно маломощные (0.5-2м, редко более) и беднее железом. Максимальные мощности нижнего железистого пласта составляют 17.8-18.4м. Все железистые горизонты характеризуются сложным строением, залегают ниже уровня моря и состоят из прослоев и линз оолитовых железных руд мощностью от 0.1-1.0м до 2.0-3.7м,

количество прослоев 1-4; железистых песчаников мощностью 0.2-10м, 2-7 прослоев; железистых глин мощностью 0.1-0.6м, редко 1.5м, 1-4 прослоев; карбонатных конкреций (сидерит, мангансидерит, олигонит) и линзовидных прослоев мощностью 10-15см. Подсчёт перспективных запасов показал, что в нижнем пласте содержится 5.6 млрд. *т* руд с содержанием железа от 20 до 30% (среднее 23.4%). Запасы более качественных (густовкрапленных) руд со средним содержанием Fe 34.3% составляют свыше 300 млн. *т*. Эти руды Приазовского месторождения могут представлять определённый промышленный резерв фосфористых ванадийсодержащих руд. В [2, 4, 7] отмечают, что южная граница распространения киммерийских рудоносных отложений не установлена и, учитывая реалии залегания рудных горизонтов ниже уровня моря и южное направление их падения, предположительно считают, что южная их граница в море может находиться на достаточном удалении от современной береговой линии и, следовательно, в акватории Азовского моря находится значительная часть запасов руд Приазовского месторождения. Полученный в процессе исследования кернового материала широкомасштабного поисково-разведочного бурения объём литолого-геохимической информации, был использован для построения по нижнему железистому пласту, не только карты распределения Fe, но также и для создания планов ассоциирующих элементов (Mn, V, P, As), карт рельефа почвы и мощности рудной залежи [1—4]. Однако, на всех этих картах из-за отсутствия фактической лабораторно-аналитической информации по причинам отсутствия бурения, оставалась не освещённой рудоносность киммерия значительной части прибрежной полосы, в том числе и побережье Бердянского залива, включая косу с одноименным названием. Вместе с тем, максимальные количества Fe, как это представлено [3, 4], установлены в приустьевой части Молочного лимана, в прибрежной полосе Обиточного залива, т. е. к западу от Бердянского залива.

Возможность изучить рудоносность киммерийских отложений в прибрежной полосе Бердянского залива, включая Бердянскую косу, были реализованы нами [5, 6] посредством документации и последующих комплексных лабораторных исследований представительных керновых проб гидрогеологических скважин, вскрывших разрезы вплоть до отложений мелового возраста или выветрелых пород кристаллического фундамента, пробуренных с целью водоснабжения г. Бердянска и его санаториев Лазурный, Нива и др., а также разведки минеральных вод, в прибрежной зоне Бердянского залива и на Бердянской косе (Рисунок 1). На Бердянской косе конторой бурения Крымнефтегазразведка в 1959 году пробурены две глубокие скважины через всю осадочную толщу и вскрывшие кристаллический фундамент: на самой южной части косы скв. №1-1<sup>б</sup> глубиной 1066 м и в зоне перехода материковой части в косу скв 30<sup>б</sup> глубиной 901м. Информация о рудоносности киммерия в колонках этих скважин не встречается. О присутствии здесь отложений этого яруса упоминается лишь в отдельных

ссылках совместно с островом Бирючим – южным фрагментом косы Федотова, а также некоторыми другими приазовскими косами. Поскольку в акватории Бердянского залива буровые работы не проводились, для целей предполагаемого определения глубины залегания и качественного состава железорудных образований привлечены косвенные показатели – данные по опорным скважинам 747 и 494, которые расположены вблизи береговой линии залива. Содержание железа и сопутствующих элементов в образцах оолитовых руд в основном густовкрапленного типа приведено в Таблице 1.

№№ Скв/пр.	Интервал отбора	Fe <sup>#+</sup> +Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mn	V	P	As
747/07	94.3-94.6	30.74	28.17	2.57	0.39	0.022	0.75	0.121
747/08	94.6-95.0	31.63	30.06	1.57	0.24	0.018	0.86	0.150
747/09	95.0-95.3	37.21	34.30	2.91	Не опр.	0.026	1.36	0.113
747/010	95.3-95.9	24.47	22.80	1.67	0.16	0.022	0.66	0.088
747/011	95.9-96.0	39.06	38.00	1.06	0.20	0.025	1.06	0.175
747/012	96.0-96.3	35.22	33.60	1.62	0.24	0.027	1.14	0.147
494/02	97.3-100.1	32.57	30.90	1.67	0.26	0.019	1.22	0.170
494/03	100.1-102.8	40.32	38.30	2.02	0.20	0.025	0.96	0.153
494/04	102.8-103.7	20.04	19.20	0.84	0.03	0.021	0.96	0.061
494/05	103.7-104.5	33.24	32.40	0.84	0.12	0.025	0.97	0.100

Абсолютная отметка почвы рудного пласта по скв. 747 минус 96.1м; по скв. 494 минус 69.5м.

Показанные на Рисунке 1 стрелками от рудоносных скважин в сторону акватории залива и погружения пласта меридиональная линия с северного побережья залива и широтная линия со стороны основания косы, условно пересекаясь в акватории, с учётом данных таблицы, возможно, могли бы, создать, за неимением материалов морского бурения, некоторое представление о рудах в акватории. Эта точка пересечения отстоит на 4.0 км от материковой береговой линии и 4.5 км от берега косы.



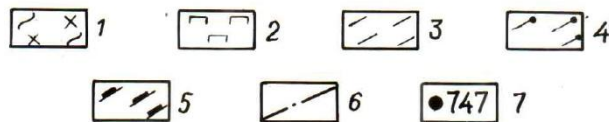
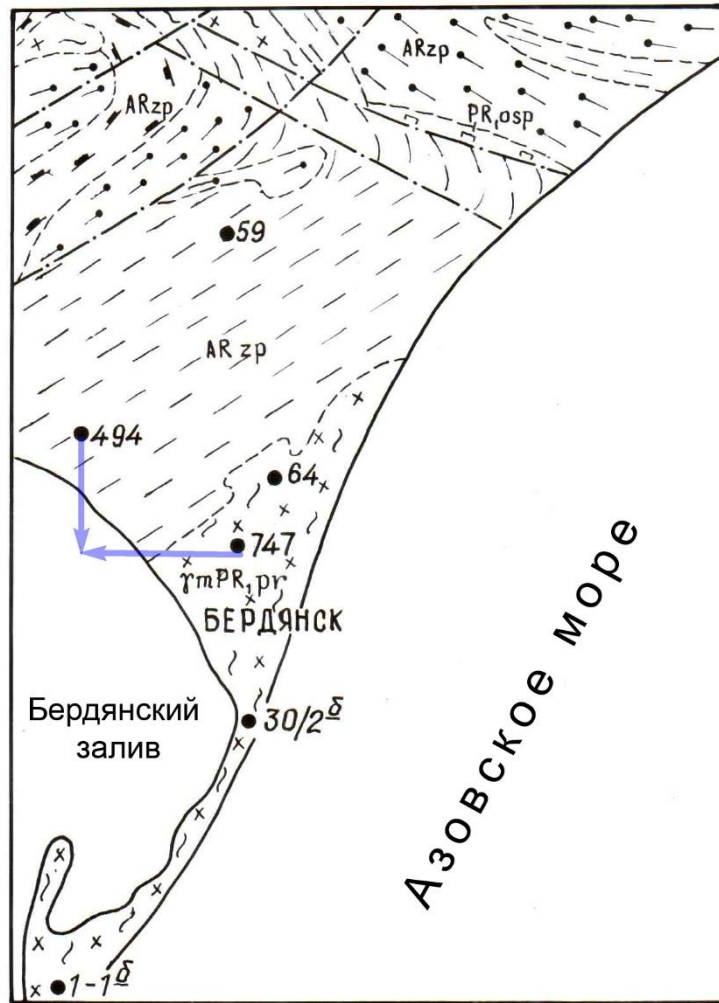


Рисунок 1 - Местоположение скважин в прибрежной зоне Северного Приазовья и Бердянской косе.  
 Условные обозначения: 1-5 – Кристаллические породы фундамента; 6 – Линии тектонических нарушений; 7 –  
 Опорные скважины

Литература:

1. Литвиненко А.У., Погребной В.Т. О реальгаре и некоторых особенностях распределения мышьяка в рудоносной формации Приазовского и Керченского месторождений//Литоология и полезные ископаемые. 1964. №2. С. 149-152.
2. Литвиненко А.У., Погребной В.Т. Новые данные о рудоносности киммерийских отложений Приазовья//ДАН СССР. 1964. Т.157. №4. С. 852-855.
3. Литвиненко А.У., Погребной В.Т. О некоторых геохимических особенностях железорудных горизонтов Азово-Черноморской провинции и южного борта Днепровско-Донецкой впадины//Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений (под. ред. А.У.Литвиненка). Москва: Недра, 1967. С. 59-84.
4. Литвиненко А.У., Погребной В.Т., Телков И. Г. Северное Приазовье//Керченский железорудный бассейн (Гл. редактор акад Н.М. Страхов). Москва: Недра, 1967. С. 504-524.

5. Погребной В.Т. Новые данные о рудоносности киммерийской субпровинции Северного Приазовья. Железные руды прибрежной зоны и Бердянской косы//Материалы Всерос. литол. совещания, посвящ. 100-летию со дня

рождения Л.Б. Рухина. Том II. Санкт-Петербург, 2012. С. 34-36.

6. Погребной В.Т. Типы фосфатной минерализации киммерийских железорудных образований Бердянско-Мариупольской прибрежной зоны//Виртуальные и реальные литологические модели. Материалы 10-го Уральского литол. совещания. Екатеринбург : ИГГ УрО РАН, 2014. С 148-150.

7. Шнюков Е.Ф. Генезис железных руд Азово-Черноморской рудной провинции (Отв. ред. Р.И. Сироштан). Киев: Наукова думка, 1965. 195 с.

## **ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ОГРАНИЧЕНИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЖЕЛЕЗИСТЫХ ФОРМАЦИЙ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА ПО ДАННЫМ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЕТРОГЕННЫХ, РЕДКИХ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ**

**К.А. Савко<sup>1</sup>, Н.С. Базиков<sup>2</sup>**

<sup>12</sup>*Воронежский государственный университет, Воронеж,*

<sup>1</sup>*e-mail: ksavko@geol.vsu.ru*

В пределах Воронежского кристаллического массива породы железисто-кремнистых формаций залегают на трех стратиграфических уровнях: мезо- и неоархейском и палеопротерозойском. Архейские железисто-кремнистые формации обогащены по сравнению с палеопротерозойскими TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Cr, Ni, РЗЭ. Для всех железисто-кремнистых формаций характерны положительные Eu аномалии при отсутствии цериевых и преобладание тяжелых РЗЭ над легкими. Низкие значения отношения Ni/Fe предполагают, что возраст их формирования не превышает рубеж 2.7 млрд лет, после которого произошло резкое падение уровня мантийного привноса никеля. С другой стороны, очень низкие содержания урана (<1 ppm) определяют верхний возрастной уровень железнакопления – не позднее Великого окислительного события ~2.47 млрд лет.

Железисто-кремнистые формации (ЖКФ) Воронежского кристаллического массива (ВКМ) установлены на трех стратиграфических уровнях: мезоархейском, неоархейском и палеопротерозойском [5]. Мезоархейские ЖКФ сохранились между палеопротерозойскими складчатыми синформами, достоверно установлены только в пределах Курско-Бесединского блока и представлены двупироксен-магнетитовыми кварцитами в пределах положительных магнитных аномалий, сложенных комплексом разнообразных пород, претерпевших метаморфизм гранулитовой фации [2, 7]. Неоархейские ЖКФ участвуют в строении зеленокаменных поясов и находятся в тесной ассоциации с амфиболитами [4]. В пределах Тарасовских аномалий ЖКФ представлены хлорит-амфибол-магнетитовыми кварцитами, имеющими вулканогенно-осадочный генезис и претерпевшими два эпизода метаморфизма: ранний (600-650 °С) и поздний (450-500 °С) при давлениях 4-5 кбар [4]. В пределах Коденцовских аномалий ЖКФ представлены роговообманково-грюнерит-магнетитовыми

кварцитами, метаморфизованными при р-Т условиях 600-650 °С и 5 кбар [1]. Сведения о составе и строении неоархейских ЖКФ ВКМ весьма ограничены, поскольку все данные получены при изучении керн немногих скважин и с помощью геофизических методов, поэтому само отнесение данных формаций к неоархею является неоднозначным и основано на косвенных признаках. Наибольшим распространением пользуются палеопротерозойские железистые формации курской серии. Слагающие их породы протягиваются в виде трех полос северо-западной ориентировки (Тим-Ястребовская, Михайловская и Волотовская структуры). Палеопротерозойские ЖКФ имеют хемогенно-осадочный генезис и представлены магнетитовыми, грюнерит-магнетитовыми, рибекит-магнетитовыми, карбонатно-магнетитовыми и гематит-магнетитовыми кварцитами. Возраст высокометаморфизованных ЖКФ Брянского блока и локализованных на его юго-восточном продолжении Комаричских аномалий, представленных пироксен-магнетитовыми кварцитами, долгое время считался архейским, однако по результатам наших датировок [3] и набору пород оказалось, что их следует рассматривать как палеопротерозойские образования, претерпевшие интенсивную высокотемпературную переработку.

Для железисто-кремнистых формаций ВКМ получить изотопные датировки невозможно ввиду отсутствия в их разрезах кислых вулканитов. В связи с неоднозначностью положения железистых кварцитов в разрезах раннего докембрия и их высокотемпературным метаморфизмом возникают противоречивые мнения о продолжительности накопления ЖКФ ВКМ и отнесении тех или иных железорудных толщ к мезоархею, неоархею или палеопротерозою. Недавно установлено [6, 8, 9], что изменения концентраций редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) в ЖКФ зависят от возраста осадконакопления данных пород и коррелируются с доминирующими физико-химическими обстановками на ранней Земле. Проанализировав распределение петрогенных, редких и редкоземельных элементов в ЖКФ ВКМ, можно сделать выводы о возрасте формирования тех формаций, которые до сих пор не имели удовлетворительной стратиграфической привязки.

Мезоархейские ЖКФ ВКМ характеризуются высоким содержанием железа (45-61 мас.%  $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{общ})$ ) и кремнезема (32-50 мас. %  $\text{SiO}_2$ ), невысокими концентрациями РЗЭ (в среднем 35 ppm), положительными Eu аномалиями, обогащением тяжелыми РЗЭ относительно легких, высокими отношениями Y/Ho (в среднем 33). Отчетливые Ce аномалии отсутствуют. Молярные отношения Ni/Fe имеют высокие значения ( $0.21-0.68 \times 10^{-4}$ ). В значительной части образцов установлены низкие содержания Al, Ti, Cr, Zr, V, свидетельствующие о минимальном привносе терригенного материала.

Неоархейские ЖКФ Тарасовских аномалий характеризуются более высоким содержанием  $\text{SiO}_2$  (49-64 мас. %), Al, Mg, пониженным содержанием железа (29-38 мас. %

$\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{общ})$ ) по сравнению с мезоархейскими ЖКФ, повышенными содержаниями РЗЭ (среднее 55 ppm), значительными положительными Eu аномалиями, отсутствием Ce аномалий, повышенными значениями Y/No (30-35) и молярного Ni/Fe ( $1.45-2.75 \times 10^{-4}$ ), повышенными концентрациями Cr, Zr, V. Такие геохимические особенности характерны для неархейских ЖКФ типа алгома. От мезоархейских ЖКФ их отличают повышенные концентрации Zn и As, свидетельствующие о гидротермальном привносе и близости их формирования к зонам вулканической активности. Для ЖКФ Коденцовских аномалий характерны высокие содержания железа ( $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{общ}) = 50$  мас. %), повышенные содержания РЗЭ (78 ppm) с преобладанием тяжелых РЗЭ над легкими, отсутствие аномалий Eu и Ce и низкие «хондритовые» отношения Y/No = 27. Эти геохимические характеристики, несомненно, ближе к архейским ЖКФ, чем к протерозойским, но являются ли эти породы мезо- или неархейскими, определить пока не представляется возможным. Поскольку значения Ni/Fe в ЖКФ Тарасовских и Коденцовских аномалий не отличаются от таковых в мезоархейских формациях, можно предположить, что неархейские породы имеют возраст более 2660 млн лет, т.е. до рубежа, характеризующего резкое падение уровня мантийного привноса Ni [8].

Палеопротерозойские ЖКФ отличаются от архейских очень низкими содержаниями петрогенных оксидов и РЗЭ (сумма РЗЭ < 21 ppm), в них отсутствуют Ce аномалии и присутствуют положительные аномалии Eu, Y; содержания Ni, Cr и молярное отношение Ni/Fe ниже, чем в архейских ЖКФ. Низкие значения Ni/Fe предполагают, что возраст их формирования не превышает 2.66 млрд лет [8]. Очень низкие содержания U (< 1 ppm) определяют верхний возрастной уровень железнакопления – не позднее Великого окисления атмосферы (~ 2.47 млрд лет). Это подтверждается отсутствием Ce аномалий в палеопротерозойских ЖКФ, т.к. ЖКФ древнее 2.4 млрд лет не несут информации о циклах окисления церия. Высокометаморфизованные ЖКФ Брянского блока и Комаричских аномалий по геохимическим показателям являются чистыми хомогенными породами, характерными для палеопротерозоя.

#### Литература:

1. Савко К.А. Фаялит-грюнерит-магнетит-кварцевые породы железистой формации ВКМ: фазовые равновесия и условия метаморфизма // Петрология. 1994. Т. 2. № 5. С. 540–550.
2. Савко К.А. Петрология и тектонотермальная эволюция гранулитов Брянского блока, Воронежский кристаллический массив // Петрология. 1999. Т. 7. № 3. С. 276–298.
3. Савко К.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст метаморфизма гранулитовых комплексов Воронежского кристаллического массива: результаты U-Pb геохронологических исследований монацита // Докл. АН. 2010. Т. 435. № 5. С. 647–652.

4. Савко К.А., Пилюгин С.М., Новикова М.А. Минералогия, фазовые равновесия и условия метаморфизма пород неогаргейской железисто-кремнистой формации в пределах Тарасовских аномалий // Вестник Воронежского университета. Сер. геол. 2004. № 2. С. 111–126.

5. Щеголев И.Н. Железорудные месторождения докембрия и методы их изучения. М.: Недра, 1985.

6. Bekker A., Planavsky N.J., Krapež B. et al. Iron formations: Their origins and implications for ancient seawater chemistry // Treatise on Geochemistry. Second Edition. Vol. 9: Sediments, Diagenesis and Sedimentary Rocks. Amsterdam: Elsevier Ltd., 2014. P. 561–628.

7. Fonarev V.I., Pilugin S.M., Savko K.A., Novikova M.A. Exsolution textures of orthopyroxene and clinopyroxene in high-grade BIF of the Voronezh Crystalline Massif: Evidence of ultrahigh-temperature metamorphism // J. Metamorphic Geol. 2006. V. 24. P. 135–151.

8. Kohnhauser K.O., Pecoits E., Lalonde S.V. et al. Oceanic nickel depletion and a methanogen famine before the Great Oxidation Event // Nature. 2009. V. 458. P. 750–754.

9. Patrin C.A., Lalonde S.V., Planavsky N.J. et al. Uranium in iron formations and the rise of atmospheric oxygen // Chem. Geol. 2013. V. 362. P. 82–90.

## МИНЕРАЛЫ РОССЫПЕЙ В КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВОСТОЧНО-АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА (НОВОСИБИРСКИЕ ОСТРОВА)

Т.А. Садчикова<sup>1</sup>, В.А. Друщиц<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, e-mail: tamara-sadchikova@yandex.ru

Изучены кайнозойские отложения архипелага Новосибирских островов; установлено присутствие минералов, характерных для россыпей золота, так же отмечены редкоземельные элементы. Источником вещества являются, главным образом, породы материковой суши, поставляемые крупными реками региона (Леной, Индигиркой, Яной, Анабаром и др.)

Геологическое изучение шельфа Российской Арктики вызывает интерес ввиду приуроченности различных видов полезных ископаемых, горючих и твердых, в том числе редких и драгоценных металлов и минералов. Восточно-Арктический шельф – крупнейшая олово-золотоносная россыпная мегапровинция на северо-востоке Азии, с попутной минерализацией редких земель (черносланцевые породы) и ниобия-циркония – в области срединных массивов [2]. Современное море Лаптевых представляет собой затопленную приморскую низменность, сложенную аллювиально-озерными отложениями. По расположению терригенно-минералогических провинций моря Лаптевых [5] и характеристике современных осадков на шельфе [1], можно судить о постоянстве областей сноса и миграции вещества на протяжении всего голоцена. Преобладающими в составе тяжелой фракции являются группы минералов: пироксены, амфиболы, эпидот–цоизит и черные руды. Основные источники терригенного материала – породы материковой

(бассейны рр. Хатанга, Анабар, Лена, Яна, Индигирка, Колыма) и островной (Таймырской, Североземельской, Новосибирской) суши. Отложения дельты р. Лены представлены, главным образом, дериватами местных пород, также присутствуют породы трапповой формации, принесенные с Сибирской платформы. Сильно выветрелые валуны и обломки траппов встречаются в миоценовых отложениях о. Сардах, на правом берегу Трофимовской протоки, в южной части дельты Лены [7].

В настоящей работе, на основании собственных материалов по составу осадков архипелага Новосибирских островов (группа островов Анжу): Фаддеевского, Котельного, Новой Сибири (м. Деревянные горы) и о. Сардах в дельте р. Лены (Таблица 1), а также опубликованных данных по современным и древним осадкам моря Лаптевых, изучено распределение темноцветных минералов на акватории бассейна, уделено внимание наличию минералов-индикаторов, обладающих поисковыми признаками на отдельные виды полезных ископаемых.

Состав минералов, указанных в таблице, аналогичен выделенным ранее группам аксессуаров [5], характеризующих питающие провинции лаптевоморского шельфа.

В составе кайнозойских отложений о. Фаддеевский (разрезы у м. Санга-Балаган и вблизи устья р. Муорустах) рассмотрены *нерпичинская* (миоцен – плиоцен) и *канарчакская* (верхний миоцен – нижний неоплейстоцен) толщи, отличающиеся по составу осадков и отражающие смену обстановок осадконакопления на рубеже миоцена-плиоцена. Нерпичинская толща, представленная переслаиванием песков, алевритов и глин, с линзами галечников и включениями углефицированной древесины, характеризуется цикличностью, обусловленной чередованием прибрежно-

Таблица 1 - Терригенные минералы кайнозойских отложений моря Лаптевых *Примечание.* Количественное содержание минералов: ● – преобладающий компонент, ○ – высокое содержание, ◦ – низкое содержание, следы.

Место отбора	Гранат	Амфибол	Слюда	Анд-Силл.	Тур-мал.	Пироксен	Эпидот	Сфен	Циркон	Ставролит	Оливин	Рудные
о. Фаддеевский	○	●	◦	○	○	○	●	○	○	○		●
о. Сардах (р. Лена)	●	●				●	●	○	○	○	○	●
о. Котельный	●	●		○	○	○	●	○	○	○	○	●
о. Новая Сибирь	○	●	○	○	○		●	○	○	○	○	●

морских и аллювиальных осадков. Отложения канарчакской толщи представлены монотонным чередованием песчаных, алевритовых и глинистых осадков, характерных для ваттовых наносов приливно-отливной равнины. Состав терригенных обломков – кварц-полевошпатовые порфиры, фельзиты, кварциты, песчаники, алевролиты и др. породы материковой суши. В тяжелой фракции преобладают рутил, титаномагнетит, роговая обманка, циркон, гранат, эпидот, силлиманит, турмалин. Встречены единичные зерна кианита, сфена, пироксена, ставролита. В легкой фракции преобладают кварц и кислые плагиоклазы [6]. С помощью микрозондового анализа (сканирующий электронный микроскоп CamScan MV 2300 с аналитической приставкой Link Pentafet) в зернах плагиоклаза из нерпичинской свиты было обнаружено повышенное содержание *редких элементов* – La, Ce. Можно предположить, что материал поступал в составе аллювия с материковой суши, где известны месторождения редкоземельных элементов. Следует ли искать руды редкоземельных металлов в районе Новосибирских островов – возможно, вопрос будущего.

Олигоценовые отложения о. Котельный изучены на южном и восточном берегах лагуны Нерпалах, восточном берегу лагуны Дурной, на мысе Северном, в низовьях рр. Катанки и Решетникова. В тяжелой фракции о. Котельный преобладают пироксены, роговая обманка, минералы группы эпидота-цоизита, гранаты (альмандин-спессартинового ряда), циркон, сфен, рудные минералы. Зерна характеризуются плохой окатанностью, часто остроугольными обломками, что, наряду с слабой сортировкой терригенного материала, свидетельствует о близком переносе – размыве и переотложении местных пород. В пробе песков, взятых из черных сланцев на границе палеозоя, тяжелая фракция на 75–80 %, главным образом, из сульфидов железа, а также оксидов железа и других железистых минералов. Сульфид железа, по результатам микрозондового анализа, имеет состав Fe – 46,6 вес. %, S – 53,3 вес. %, и формулу  $Fe[S_2]$ , что соответствует пириту. Высокое содержание пирита, обычно характерное для колчеданных месторождений, может являться поисковым признаком на *золото*.

Известно наличие *россыпного олова* в Ляховском районе [3], в виде ряда крупных россыпей на островной суше (о. Б. Ляховский) и акватории пролива Этерикан. Рудопроявления представлены касситерит-кварцевой, касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной ассоциациями. Обнаруженные недавно россыпи в районе Яно-Индигирской низменности (побережье Ванькиной губы) и коренное рудопроявление олова на горе Чокурдах [4], могли служить источником сырья. Анализ опубликованных и оригинальных материалов позволяет предполагать в пределах известных рудопроявлений олова развитие в кайнозойе россыпей ближнего сноса. В разрезах островов Анжу касситерит

не обнаружен, что, вероятно, связано с особенностями гидрологического режима бассейна седиментации.

Литература:

1. *Бондаренко С.А.* Минералогические характеристики новейшей седиментации на Лаптевоморском шельфе // Тезисы докладов XIII Международной школы морской геологии. Т. II. – М.: ГЕОС, 1999. – С. 148.
2. Геология и полезные ископаемые шельфов России / Глав. ред. доктор геол.-мин. наук М.Н. Алексеев. – М.: ГЕОС, 2002. – 425 с.
3. *Каминский В.Д., Супруненко О.И., Смирнов А.Н.* Минерально-сырьевые ресурсы арктической континентальной окраины России и перспективы их освоения // Арктика: экология и экономика. № 3 (15). 2014. – С. 53–61.
4. *Кошелева В.А.* Геологическое строение и литологические особенности кайнозойских отложений Ванькиной губы (море Лаптевых) // Литол. и полезн. ископаемые. 2013. № 2. – С. 103–118.
5. *Кошелева В.А., Янишин Д.С.* Донные осадки Арктических морей России. – СПб.: ВНИИОкеанология, 1999. – 286 с.
6. *Садчикова Т.А., Друщиц В.А., Петрова В.В., Чамов Н.П.* Области сноса терригенного материала и осадконакопление на шельфе Восточной Арктики в кайнозое // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 4. – М.: ГЕОС, 2012. – С. 41–57.
7. *Alekseev M.N., Drouchits V.A.* Eluvial sediments in the Russian Arctic and Sudarctic: Late Cenozoic development of Lena River system, northeastern Siberia // Proceedings of Geological Association. 2004. № 115. – P. 339–346.

**ЭВОЛЮЦИЯ ЭОЦЕНОВОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА И  
СВЯЗАННОГО С НИМ РОССЫПЕЙ ЗОЛОТА В ПРЕДЕЛАХ  
СРЕДНЕПРИДНЕПРОВСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ ОБЛАСТИ**

**В.В. Сукач<sup>1</sup>, М.С. Ковальчук<sup>2</sup>, Ю.В. Крошко<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*ИГМР им. МП. Семененко НАН Украины, e-mail: svital.ukr.net*

<sup>2</sup>*ИГН НАН Украины, г. Киев, e-mail: kms1964@ukr.net;*

*e-mail: tamagoji.79@mail.ru*

В статье изложены результаты исследования эволюции образования эоценовых речных палеодолин и связанных с ними россыпей золота в пределах Сурской структуры Среднеприднепровской зеленокаменной области.

Район исследований находится в пределах Сурской структуры Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области. Все известные здесь зеленокаменные структуры содержат проявления золота, которые принадлежат к разным геолого-формационным типам. Геологическая история территории делится на два больших этапа: докембрийский и фанерозойский. На протяжении докембрийского этапа был сформирован довольно сложный как по составу, так и по структуре фундамент платформы. Докембрийский этап



характеризуется разнообразием процессов гидротермально-метаморфогенного рудообразования, которые привели к образованию золоторудной минерализации, принадлежащей к золото-кварцевой, реже к золото-сульфидно-кварцевой рудным формациям.

Фанерозойский этап – подразделяется на три подэтапа. На первом – произошла пенеппенизация рельефа и по золотосодержащим зеленокаменным породам фундамента, в условиях господствующего теплого, влажного климата образовалась мощная площадная золотоносная кора выветривания каолинового типа. Золото высвобождалось из минеральных зерен и переходило из коренного источника в элювиальную россыпь, являющуюся, как правило, продолжением коренных рудоносных зон с сохранением их морфологии. На этой стадии также происходила мобилизация и перераспределение золота в профиле коры выветривания с образованием вторичных ореолов его концентрации.

Возникновение и развитие второго подэтапа связано с изменениями тектонического режима территории, выразившись в смене довольно незначительного, но стойкого поднятия более энергичными колебательными движениями. Этот подэтап характеризуется трансформацией элювиальных россыпей золота в аллювиальные. Речные палеодолины были заложены в рыхлом золотосодержащем субстрате коры выветривания. При размыве и переотложении древними реками материала золотоносных кор выветривания формировались россыпные проявления золота в аллювиальных глинистых гравийно-песчаных эоценовых отложениях бучакской серии палеогена. Для таких россыпей кора выветривания являлась не только промежуточным источником золота, но и выполняла роль плотика. Мощность неразмытой коры выветривания под днищами палеодолин составляет 20 – 35 м.

Отложения бучакской серии залегают на глубинах от 15 м до 80 м. Максимальная мощность бучакской серии составляет 35,2 м. Детальные литологические исследования отложений позволили выделить в разрезе флювиальной толщи такие литофации: пески каолиновые (с разным содержанием каолиновой составляющей) мелко-, средне-, крупно-, разнозернистые, глина каолиновая тонкоотмученная, глина каолиновая песчанистая, глина каолиновая углистая, глина каолиновая с прослойками бурого угля, уголь бурый. На основе вещественного и гранулометрического составов, степени сортировки обломочного материала, окраски, структурно-текстурных особенностей отложений были установлены фациальные условия их образования, в частности выделены такие микрофации: русловая, прирусловой отмели, прируслового вала, пойменная, притеррасной поймы, пролювиальная и болотно-старичная.

Речные потоки вырабатывали свои русла в практически изотропной среде (глинистая кора выветривания), не зависели от структурно-геологических элементов и наследовали негативные формы предыдущего рельефа. Палеогидрографическая сеть в плане имеет

древовидную форму. На фазе глубинной эрозии река вырабатывала свое русло в рыхлом субстрате коры выветривания. Золото высвобождалось из глинистых минералов коры выветривания и концентрировалось на глинистом плотике или погружалось в него. Золотоносные россыпи формировались в пределах плотика (кусты, карманы) и в приплотиковом слое (ленты, линзы). Сформированная речная система характеризовалась нормальным продольным профилем долин с естественным уклоном от 4 до 10 м/км. Переход речной системы в фазу боковой эрозии и накопления аллювия привел к расширению русла речной палеодолины, активизации склоновых процессов и накоплению золота по всей ширине речной долины в разных микрофациальных обстановках. Уменьшение уклона речной системы привело к уменьшению скорости течения, и, как следствие, к разгрузке водных потоков, несущих обломочный материал. Следует отметить, что на фоне общего снижения базиса эрозии наблюдались его незначительные колебания. Это привело к формированию ритмической аллювиальной толщи, состоящей из трех или двух, реже одного четко выраженных элементарных ритмов (песок – глина). Рост степени сортировки и окатанности песчаной фракции вверх по разрезу указывают на то, что верхние ритмы образовались за счет размыва и переотложения нижележащих. Под влиянием этих процессов первичная россыпь испытывала незначительную трансформацию.

Дальнейшее изменение базиса эрозии привело к возникновению в пределах долины заболоченных пойменных участков и старичных озер, что привело к накоплению углисто-глинистых осадков. Речная палеодолина вступила в завершающую фазу своего развития. В это время главным поставщиком материала и золота были пролювиальные потоки.

Специфика аллювиального седиментогенеза, связанного с размывом и переотложением продуктов кор химического выветривания, обусловили формирование значительных концентраций золота в литофациях и фациях, которые не являются характерными для классических аллювиальных россыпей [1]. Так, значительные концентрации золота мы встречаем в фациях прирусловой отмели и поймы. При этом размер зерен золота часто значительно больше чем размер кластического материала.

Морфология и положения россыпей в течении развития рек постоянно менялись и усложнялись вследствие действия пролювиально-аллювиальных, делювиально-аллювиальных процессов, миграции русла, деятельности боковых притоков, смены базиса эрозии. В результате сформировалась сложная мозаичная картина замещения литофаций и фаций и, как следствие, рудоносности аллювиальных отложений.

На третьем подэтапе аллювиальные отложения бучакской серии были частично размывы и перекрыты континентально-морскими отложениями, что и обеспечило их сохранность до наших дней.

На основе проведенных исследований (координаты буровых скважин, данные документации буровых скважин, выделение в толще флювиальных образований литофаций и фаций, данные золотоносности отложений) была создана цифровая структурно-литологическая модель наиболее перспективного участка в пределах россыпи. В результате цифрового структурно-литологического моделирования были созданы карта распространения бучакских аллювиальных отложений, карта фактического материала (с нанесением скважин раскрывших отложения и содержанием в них золота), карты глубины кровли и подошвы россыпи; карта литофаций; карта фаций; литологические разрезы, демонстрирующие взаимоотношения литофаций и фаций; карта золотоносности перспективного участка и т.п. Созданная структурно-литологическая модель наиболее перспективного участка золотоносной россыпи и ее производные является основой для разработки россыпей.

#### Литература:

1. Ковальчук М.С., Крошко Ю.В., Сукач В.В. Литология и золотоносность мезозой-кайнозойских аллювиальных отложений центральной части Украинского щита // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Материалы VII Всероссийского литологического совещания (Новосибирск, 28–31 октября 2013 г.). Новосибирск : ИНГГ СО РАН, 2013. Т. II. С. 13 – 16.

## **ОСОБЕННОСТИ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНОГО ЭПИГЕНЕЗА РУДОВМЕЩАЮЩИХ КОМПЛЕКСОВ АЯН-ЮРЯХСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ ЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ**

**А.Э. Хардилов, А.А. Астахова**

*Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, e-mail: khardikov@sfnu.ru*

Изложены результаты изучения гидротермально-метасоматических образований рудовмещающих комплексов Аян-Юряхского антиклинория и их геохимических особенностей. Показана возможность использования этих данных для целей прогнозного районирования и оценки перспектив рудоносности территорий.

Изучение гидротермально-метасоматических образований и их геохимических особенностей для целей прогнозного районирования и оценки перспектив рудоносности территорий на стадии проведения поисково-оценочных работ масштаба 1:50000 является одной из наиболее важных проблем прикладной геологии в настоящее время. Ее решением в разные годы занимались Г.М. Беляев, В.Д. Благолепов, Г.Т. Волостных, О.Н. Грязнов, В.А. Жариков, Г.П. Зарайский, П.Ф. Иванкин, Н.И. Курек, А.И. Курек, А.П. Мотов Н.И. Наковник,

Б.И. Омеляненко, И.Г. Павлова, Е.Е. Плющев, Д.В. Рундквист, В.Л. Русинов, О.П. Ушаков, В.Г. Чекваидзе, В.В. Шатов, А.Е. Шлыгин, Г.И. Щерба и другие исследователи. Это устойчивые совокупности зон разнофациальных гидротермально-метасоматических образований, обусловленных конкретным геологическим событием – внедрением или длительным становлением интрузивных массивов, развитием вулканических построек субмаринного либо субаэрального типов, тектонической перестройкой территории района и т.д.

В результате проведенных исследований метаморфических и гидротемально-метасоматических образований в пределах Аян-Юрхского антиклинория Яно-Колымской складчатой области установлено, что здесь выделяются следующие типы эпигенеза и метаморфизма: 1) метагенез и региональный зеленосланцевый метаморфизм, связанный с эпохой складкообразования, взбросо-сдвиговых дислокаций и регионального рассланцевания в геодинамических условиях сжатия; 2) динамометаморфизм, обусловленный влиянием тектонических нарушений; 3) контактовый метаморфизм, связанный с формированием нерабохапчинского, басугуньинского, тас-кыстабытского и биликанского интрузивных комплексов и сопровождаемый мощным метасоматозом.

Метагенез и региональный метаморфизм зеленосланцевой фации проявлен повсеместно, представляет собой «фон» для последующих эндогенных процессов, не сопровождается регрессивными изменениями (метасоматозом), и поэтому площади с развитием именно этого типа метаморфизма не перспективны для поисков золотого оруденения [1].

На исследованной территории располагается обширное поле гидротермально-метасоматически измененных пород, в пределах которого метасоматоз проявлен в отложениях как верхоянского терригенного, так и дайкового комплексов. При этом, в магматических, в вулканогенно-осадочных и в осадочных породах возникали одинаковые минеральные ассоциации. Их закономерная смена соответствовала стадиям изменения кислотности и температуры гидротермальных растворов, пропитывающих все околотрещинные тела, участвующие в геологическом строении. Возникли и существуют 6 зон, характеризующихся различной степенью метасоматоза: 1) зона отсутствия метасоматических изменений; 2) зона распространения слабо площадного зеленокаменного изменения пород верхоянского комплекса и слабой пропилитизации интрузивных пород среднего и основного состава; 3) зона распространения зеленокаменно измененных и слабо березитизированных осадочных, вулканогенно-осадочных пород и пропилитизированных, а потом слабо березитизированных интрузивных пород; 4) зоны распространения березитизированных пород; 5) зоны распространения интенсивно березитизированных интрузивных пород и отложений

верхоянского комплекса; б) рудные зоны, в пределах которых распространены образованные по гранитам интенсивно березитизированные кварц-полевошпатовые метасоматиты и березиты, а также анкеритово-кварцевое, альбитово-кварцевое прожилкование и интенсивно березитизированные породы верхоянского комплекса.

Конфигурация ореолов рудоносных березитизированных пород определяется, в основном, распределением в пространстве и строением тектонических нарушений и связанных с ними зон трещиноватости.

Динамометаморфизм оказал влияние на характер метаморфических и особенно гидротермально-метасоматических преобразований. Его проявления приурочены к разрывным нарушениям, сформировавшимся в коллизионной обстановке. Эти нарушения ограничивают и разделяют территорию на отдельные структурные единицы. Самой крупной и самой древней из них является Хинике-Кулинская зона разломов северо-западного простирания. Она фиксируется Арга-Юряхским полем даек, к ней приурочены выходы нескольких штоков гранитоидов. В зонах приразрывного кливажа алевритово-пелитовые и пелитово-алевритовые породы имеют грубое рассланцевание (расстояние между трещинами сланцеватости составляет несколько миллиметров и больше) и раскалываются по неровным поверхностям. Вблизи зон разломов и приуроченных к ним дайковых полей наблюдается околотрещинное ороговикование пород верхоянского комплекса, в которых развиты процессы рудоносного кислотного метасоматоза (березитизации). В связанных с тектоническими нарушениями зональных метасоматических структурах находятся золоторудные тела.

Наиболее перспективными являются зоны сочленения и наложения метасоматоза и контактовых ореолов (эндо- и экзоконтактов) гранитоидных штоков, где проявлен кварц-полевошпатовый метасоматоз и березитизация. Именно здесь происходит локализация и перераспределение золотого оруденения.

Проведенные авторами исследования показывают, что описанные пространственно-временные соотношения различных типов метаморфизма привели к формированию метасоматической колонки, которая имеет следующее строение (снизу вверх).

1. Грейзен-березитовая минеральная ассоциация, возникшая в результате глубинной березитизации при температуре 400-300 °С на глубине 3-4 км.

2. Минеральная ассоциация, возникшая вследствие кварц-полевошпатового метасоматоза гранитов на контакте с вмещающими вулканогенно-осадочными породами при температуре 400-200 °С на глубине 1-2 км.

3. Минеральная ассоциация пропилитизации и площадного зеленокаменного изменения (эпидот-кальцит-хлоритовая с примесью серицита), возникшая при температуре 250-150 °С на глубине 1-2 км.

4. Минеральная ассоциация березитизации, протекающей в приповерхностных условиях (1-2 до 0,5 км) при температуре 250-50 °С.

Метасоматоз, сопровождающийся золотым оруденением, проявлен не на всей территории. Это объясняется наличием различных уровней эрозионного среза, выводящего на поверхность различные горизонты единой метасоматической колонки. Наиболее благоприятный эрозионный срез соответствует залеганию верхнеатканского-нижнеомчакского комплекса отложений (верхняя пермь). Он вскрывает уровень минеральной ассоциации кварц-полевошпатового метасоматоза и наложенной березитизации. Рудоносная минеральная ассоциация: кварц - серицит – альбит - анкерит - пирит - арсенопирит.

Литература:

1. Хардигов А.Э., Холодная И.А. Литолого-фациальные условия золотоносности верхнепермских отложений Аян-Юрхского антиклинория Яно-Ко-лымской складчатой области // Стратиграфия и седиментология нефтегазоносных бассейнов. Международный научный журнал. 2009. № 1. С. 87-97.

**О ПРИМЕНЕНИИ НЕКОТОРЫХ ДИАГРАММ НА ПРИМЕРЕ  
ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ ГРАУВАКК ЗАПАДНО-МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЫ  
ЮЖНОГО УРАЛА  
А.М. Фазлиахметов**

*ИГ УНЦ РАН, Уфа, e-mail: famrb@mail.ru*

Рассмотрены результаты построения литохимических диаграмм Розера-Корша, Бхатии, Верма-Армстронга на примере вулканокластических граувакк и вулканитов хорошо изученного района – Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Проанализировано соответствие данных, полученных на основе диаграмм, с данными, полученными иными методами. Сделаны выводы о «применимости» диаграмм при изучении вулканокластических граувакк.

Диаграммы, построенные на основе содержаний главных элементов в песчаниках, часто применяются при реконструкциях обстановок седиментации. Полученные на их основе результаты в ряде случаев не соответствуют действительности. В связи с этим представляется интересным апробировать некоторые востребованные диаграммы на примере вулканокластических граувакк из хорошо изученного района — Магнитогорской мегазоны (ММ) Южного Урала.

В качестве объекта анализа выбраны вулканокластические граувакки улутауской свиты живета-раннего франа (возраст по [2]). Они формировались в глубоководном подножии Магнитогорской островной дуги посредством турбидных потоков, основной объем которых составляла тефра [3, 4]. Процессы седиментации протекали с большой скоростью, чему

благоприятствовали большие объемы извергаемого пирокластического материала, крутые склоны островной дуги и др. Это дает основание предполагать, что состав песчаников несущественно отличается от вулканитов питающей провинции. Для того, чтобы это подтвердить и оценить возможности сравнения состава тефрогенных песчаников с вулканитами питающей провинции посредством диаграмм, были проанализированы содержания главных элементов в вулканитах урлядинской толщи, соответствующий осевой линии Магнитогорской островной дуги. Тип островной дуги по многочисленным данным вулканологов — океанический (например, [1]).

В основу работы положены результаты 505 определений содержания главных элементов в граувакках улутауской свиты (авторские данные, 203 пробы) и в вулканитах урлядинской толщи (фондовый материал, 202 пробы). Песчаники были разделены на две группы: кислые вулканокластические граувакки (42 пробы) с содержанием  $\text{SiO}_2$  более 63% и основные вулканокластические граувакки (161 проба) —  $\text{SiO}_2$  менее 63 %. Граница в 63% выбрана вслед за S.P. Verma и J.S. Armstrong-Altrin [8] (см. ниже). Вулканиты разделены на 4 группы: риолиты и риодациты ( $\text{SiO}_2$  более 69%, 80 проб), дациты ( $\text{SiO}_2$  63—69%, 44 пробы), андезиты и андезибазальты ( $\text{SiO}_2$  52—63%, 44 пробы) и базальты ( $\text{SiO}_2$  45—52%, 34 пробы). Все данные вынесены на диаграммы, представленные на Рисунке 1.

Диаграмма Розера—Корша [6]. Большинство точек граувакк и вулканитов легло в поле океанических островных дуг. Точки, попавшие в иные поля, единичны.

Диаграмма Бхатии ( $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}$ )—( $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ) [5]. Точки кислых граувакк, риолитов и дацитов расположились ближе к полям пассивных континентальных окраин и континентальных вулканических дуг. В область диаграммы (или близко к ней), отвечающую океаническим островным дугам, попало большинство точек основных граувакк, андезитов и андезибазальтов. Поле базальтов вышло за пределы диаграммы.

Диаграмма F1-F2 [7]. Большинство точек кислых граувакк расположилось у границы раздела изверженных пород среднего и основного состава; в поле кислых вулканитов легла лишь одна точка. Положение точек основных граувакк практически полностью совпало с полем вулканитов основного состава.

Поля вулканитов разного состава, предлагаемые авторами диаграммы F1-F2 и поля вулканитов урлядинской толщи совпадают лишь частично.

Диаграмма F3-F4 [7]. В поле океанических островных дуг попало большинство точек основных граувакк и меньшая часть кислых. Оставшиеся точки расположились в областях состава активных континентальных окраин и континентальных вулканических дуг, единичные — в поле пассивных континентальных окраин. Из всех вулканитов урлядинской

толщи лишь базальты по своему составу «соответствуют» образованиям океанических островных дуг.

Диаграмма DF1—DF2 предложена S.P. Verma и J.S. Armstrong-Altrin [8] отдельно для кислых ( $\text{SiO}_2$  более 63 %) и для основных ( $\text{SiO}_2$  менее 63 %) граувакк. На диаграмму для кислых граувакк были вынесены точки кислых граувакк и вулканитов. Практически все они вышли за пределы в секторе рифтогенных обстановок.

Диаграмма DF1—DF2 для основных граувакк. Подавляющее большинство точек граувакк и вулканитов (в том числе кислых), расположилось в поле островодужных образований.

Сравнение положения точек граувакк и вулканитов на диаграммах позволяют сделать следующие выводы. 1) Вынесение точек основных граувакк на диаграммы дает более «реалистичные» результаты. 2) Поля граувакк (в целом) занимают на диаграммах более компактные области по сравнению с полем вулканитов, что, вероятно, объясняется некоторым смещением (усреднением состава) кластики, а также небольшим коэффициентом эксплозивности извержений базальтовых магм. Этот результат подтверждает, что состав граувакк претерпел несущественные изменения относительно состава исходных магм. 3) Диаграммы Розера-Корша и DF1—DF2 для основных граувакк представляется более надежной. 4) Результаты построения литохимических диаграмм не могут считаться окончательными и должны быть увязаны с результатами иных методов. 5) Для уточнения геодинамической позиции формирования кислых граувакк необходимо разработать дополнительные подходы.

#### Литература:

1. *И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов* и др. Вулканизм Южного Урала / М. Наука, 1992. 197 с.
2. *Маслов В.А., Артюшкова О.В.* Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 288 с.
3. *Мизенс Г.А., Свяжина И.А.* О палеогеографии Урала в девоне // Литосфера, 2007. № 2. С. 29-44.
4. *Фазляхметов А. М.* Условия седиментации улугауской свиты Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала // Литосфера, 2011. № 2. С. 42-52.
5. *Bhatia M.R.* Plate tectonic and geochemical composition of sandstones // Journ. Geology. 1983. V. 91. P. 611-627.
6. *Roser B.P., Korsch R.J.* Determination of tectonic settings of sandstone-mudstone suites using  $\text{SiO}_2$  content and  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  ratio // Journ. Geology. 1986. V.94, № 5. P. 635-650.
7. *Roser B.P., Korsch R.J.* Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data // Chem. Geol. 1988. V.67. P. 305-327.



8. Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S. New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins // Chem. Geol. 2013/ V. 355. P.117-133.

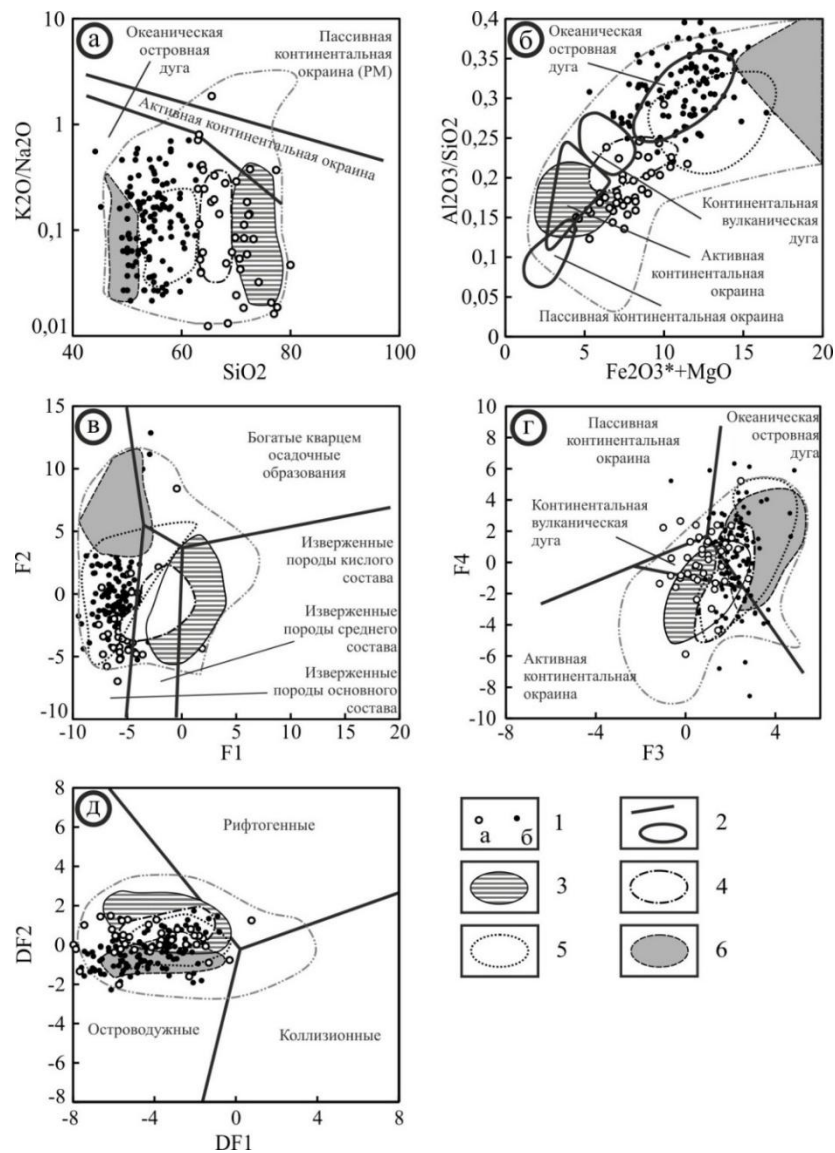


Рисунок 1 - Положение фигуративных точек состава граувакк улутауской свиты и вулканитов урлядинской толщи на диаграммах. Условные обозначения: 1 — точки кислых (а) и основных (б) вулканокластических граувакк; 2—5 — границы вулканитов: 2 — риолитов и риодацитов, 3 – дацитов, 4 – андезитов и андезибазальтов, 5 – базальтов

## СОДЕРЖАНИЕ

Лисицын А.П. НОВОЕ В ОСАДКООБРАЗОВАНИИ В МИРОВОМ ОКЕАНЕ	5
Холодов В.Н. ТЕРМОБАРИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ГЛУБИН ОСАДОЧНО-ПОРОДНЫХ БАССЕЙНОВ И ИХ ФЛЮИДОДИНАМИКА	10
Дмитриевский А.Н. АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ РАЗВИТИЯ НЕФТЕГАЗОВОЙ ЛИТОЛОГИИ	12
Япаскерт О.В. ДИНАМИЧЕСКАЯ ЛИТОЛОГИЯ: ПРЕЖНИЕ КОРНИ И НОВЫЕ РОСТКИ ФУНДАМЕНТАЛЬНОГО НАУЧНОГО НАПРАВЛЕНИЯ	14
Кузнецов В.Г. ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ОСАДОЧНОГО ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ В СИСТЕМАХ РАЗЛИЧНОГО ИЕРАРХИЧЕСКОГО УРОВНЯ	21
Фортунатова Н.К., Баранова А.В., Мирнов А.В., Волошина О.В., Самородов Д.А., Горлов Д.А., Зорин А.Б. ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ПОРОД ДОМАНИКОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ НГП, ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ НГП И ЛЕНО-ТУНГУССКОЙ НГП	24
Гаврилов Ю.О. ОТОБРАЖЕНИЕ ПАЛЕОСЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ КАВКАЗА РАЗНОГО ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА	27
Мартынов В.Г., Постников А.В., Постникова О.В., Рыжков В.И., Городнов А.В., Топорков В.Г. ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ И НАПРАВЛЕНИЯ РАЗВИТИЯ НЕФТЕГАЗОВОЙ ЛИТОЛОГИИ	31
Маслов А.В. УРАЛЬСКАЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ШКОЛА (1994-2015 гг.): ВЗГЛЯД ИЗНУТРИ	33
Пронина Н.В., Фадеева Н.П., Кирюхина Т.А., Большакова М.А., Сулова А.А., Коробова Н.И., Лужбина М.С. ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО ДОМАНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО И ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО БАССЕЙНОВ И УСЛОВИЯ ЕГО НАКОПЛЕНИЯ	36
Andy Steinbach (Senior Director Oil & Gas Carl Zeiss Microscopy) A NEW IMAGING PLATFORM FOR ROCK CHARACTERIZATION, PETROGRAPHY & LITHOLOGY: COMBINING ALL DATA IN ONE CORRELATIVE WORKSPACE	39
Алексеев В.П. ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ И ПАЛЕОЛАНДШАФТЫ КОЭВОЛЮЦИИ	40
Карогодин Ю.Н., Эпов М.И. НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И РЕЗЕРВУАРЫ – ПОРОДНО-СЛОВЕНЫЕ ТЕЛА-СИСТЕМЫ В СИКВЕНС-СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ, ЛИТМОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ И ЭЛЕКТРОФИЗИЧЕСКОЙ МОДЕЛЯХ	43

Беленицкая Г.А. ИСТОРИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ СОЛЕНОСНЫХ БАССЕЙНОВ МИРА	47
<b>СЕКЦИЯ 1 «ПРОБЛЕМА ЭВОЛЮЦИИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА»</b>	
Алексеев В.П., Амон Э.О. ЭНДОЛИТОЛОГИЯ, ИЛИ ВЗГЛЯД НА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ «ИЗНУТРИ»	50
Антошкина А.И. ОСОБЕННОСТИ ХИРНАНТСКОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В СЕВЕРОУРАЛЬСКОМ РЕГИОНЕ	53
Барабошкин Е.Ю., Барабошкин Е.Е. ГЛУБОКОВОДНЫЕ ИХНОКОМПЛЕКСЫ ВЕРХНЕГО МЕЛА - ПАЛЕОЦЕНА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА	56
Барабошкин Е.Ю., Панченко И.В., Немова В.Д., Щепетова Е.В., Смирнова М.Е., Зуйкова М.В. К ИХНОЛОГИИ АБАЛАКСКОЙ И БАЖЕНОВСКОЙ СВИТ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)	60
Борсук О.А. СОВРЕМЕННЫЙ ЩЕБНИСТЫЙ ЭЛЮВИЙ, КАК ПОКАЗАТЕЛЬ РАЗЛИЧНЫХ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ ФРАКТОЛИТИЗАЦИИ	63
Борсук О.А. ИЗМЕНЕНИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК СОВРЕМЕННОГО РУСЛОВОГО АЛЛЮВИЯ НА Р. ЛЕНА	67
Будько Д.Ф. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АМОРФНОГО КРЕМНЕЗЕМА В КОЛОНКЕ ДОННЫХ ОСАДКОВ БЕЛОГО МОРЯ	71
Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Иванов А.В., Бадулина Н.В., Афонин М.А., Игтисамов Д.В., Фомин Е.Ю., Юрченко А.Ю. ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ГОРНОМ КРЫМУ В МААСТРИХТСКОМ ВЕКЕ	74
Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Иванов А.В., Бадулина Н.В., Афонин М.А., Игтисамов Д.В., Фомин Е.Ю. УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В КРЫМСКОМ БАССЕЙНЕ В РАННЕКАМПАНСКОЕ ВРЕМЯ	77
Гнилко О. М., Генералова Л.В., Гнилко С.Р., Степанов В.Б. ЭВОЛЮЦИЯ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА ВНЕШНЕЙ ЧАСТИ КАРПАТСКОГО ПАЛЕОБАССЕЙНА (УКРАИНСКИЙ СЕГМЕНТ)	79
О.В. Голованова ЗНАЧЕНИЕ СОХРАННОСТИ СЕДИМЕНТОГЕННЫХ ВОД В ВОДОНОСНОМ КОМПЛЕКСЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ ДЛЯ РАЗВИТИЯ КАСПИЙСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА	82
Гутак Я.М. ЭВОЛЮЦИЯ ОБСТАНОВОК СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ (АССО) В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ – ПАЛЕОЗОЕ	85

Демина Л.Л., Будько Д.Ф., Алексеева Т.Н., Новигатский А.Н., Коченкова А.И. ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ НА РАННИХ СТАДИЯХ ДИАГЕНЕЗА ДОННЫХ ОСАДКОВ БЕЛОГО МОРЯ	88
Козина Н.В. НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО РАСПРЕДЕЛЕНИЮ ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА В ПОВЕРХНОСТНЫХ ДОННЫХ ОСАДКАХ СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО КАСПИЯ	91
Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Клювиткин А.А., Лукашин В.Н., Леин А.Ю., Лисицын А.П. КОНЦЕНТРАЦИЯ ХЛОРОФИЛЛА “А” И ЕГО ПРОИЗВОДНЫХ В СИСТЕМЕ РАССЕЯННОЕ ОСАДОЧНОЕ ВЕЩЕСТВО – НАИЛОК – ДОННЫЙ ОСАДОК В КАСПИЙСКОМ МОРЕ	94
Лавренко Н.С. БИОГЕННОЕ КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЕ НА ПРИПОЛЯРНОМ ПРЕДУРАЛЬЕ В ПОЗДНЕМЕЛОВОЕ ВРЕМЯ	97
Левитан М.А., Антонова Т.А., Гельви Т.Н. ВЫДЕЛЕНИЕ ГЛОБАЛЬНЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ В ИСТОРИИ СЕДИМЕНТАЦИИ КРУПНЫХ РЕГИОНОВ	100
Леонова Г.А., Бобров В.А., Мальцев А.Е., С.К. Кривоногов <sup>1,4</sup> , Е.В. Пархомчук <sup>2,4</sup> , А.В. Петрожицкий ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И СТРАТИГРАФИЯ КАРБОНАТНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ОСАДКОВ ОЗЕРА ИТКУЛЬ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)	103
Майсадзе Ф. Д. СКОРОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОЙ АБХАЗИИ)	107
Мамочкина А.И., Дара О.М. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ОБЛОМОЧНЫХ МИНЕРАЛОВ ТОНКОДИСПЕРСНОЙ ФРАКЦИИ В ПОВЕРХНОСТНЫХ ОСАДКАХ БЕЛОГО МОРЯ	112
Мальцев А.Е., Леонова Г.А., Бобров В.А., Мирошниченко Л.В. МИНЕРАЛОГО- ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАРБОНАТНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ОСАДКОВ ОЗЕРА ИТКУЛЬ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)	114
Медведев П.В., Кондрашова Н.И. КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЕ В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЕ НА ПРИМЕРЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА	117
Милаш А.В. ЛИТОЛОГИЯ И ФАЦИИ ВОРОБЬЕВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЖИВЕТСКОГО ЯРУСА СРЕДНЕГО ДЕВОНА ЮГО-ВОСТОКА ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ	121
Митяев М.В., Герасимова М.В. ИЗМЕНЕНИЕ ИНТЕНСИВНОСТИ ЭКЗОГЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА МУРМАНСКОМ ПОБЕРЕЖЬЕ	125
Немировская И.А. СЕДИМЕНТАЦИЯ УГЛЕВОДОРОДОВ В ОКЕАНСКИХ ПРОЦЕССАХ	126

Подковыров В.Н., Ершова В.Б., Ковач В.П., Зингер Т.Ф., Яновский А.С. ОСАДОЧНЫЕ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ПЕРЕХОДНЫХ ГОРИЗОНТОВ ВЕНДА- НИЖНЕГО КЕМБРИЯ ЛУЖСКО-ЛАДОЖСКОЙ МОНОКЛИНАЛИ: ЛИТОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ВОЗРАСТ ИСТОЧНИКОВ	129
Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А. ПИТАЮЩИЕ ПРОВИНЦИИ ДЛЯ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ И НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ТОЛЩ СЕВЕРО-ВОСТОКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ВЕП)	132
Рудько С.В., Покровский Б.Г. ПАЛЕОБАТИМЕТРИЯ ВЕРХНЕЮРСКОЙ КАРБОНАТНОЙ ПЛАТФОРМЫ ГОРНОГО КРЫМА ПО ДАННЫМ	136
Русанов Г.Г. ОБ УСЛОВИЯХ НАКОПЛЕНИЯ ОЗЁРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В МИОЦЕНЕ И КВАРТЕРЕ В ПРИФАСОВОЙ ЧАСТИ ПРЕДАЛТАЙСКОЙ РАВНИНЫ	138
Сандула А. Н. СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ НА ГРЯДЕ ЧЕРНЫШЁВА	141
Сивальнева О.В., Рахматуллина А.С. ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ НИЖНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО- ВОСТОКА ХОРЕЙВЕРСКОЙ ВПАДИНЫ	144
Сивков В.В., Дорохова Е.В., Баширова Л.Д. ИЗМЕНЧИВОСТЬ КОНТУРНЫХ ТЕЧЕНИЙ В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ	148
Сиротин В.И. ДОАРХЕЙСКАЯ ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ: ЭТАПЫ, ГЕОДИНАМИКА И ЗАРОЖДЕНИЕ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА	153
Советов Ю.К., Казак А.К., Соловецкая Л.В. ПОЗДНЕВЕНДСКАЯ ГИГАНТСКАЯ РЕЧНАЯ СИСТЕМА ПЕСЧАНО-ИЛОВОГО ТИПА НА ЮГО-ЗАПАДЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: УСЛОВИЯ АЛЛЮВИАЛЬНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВО ВЛАЖНОМ КЛИМАТЕ БЕЗ РАСТИТЕЛЬНОСТИ	156
Советов Ю.К., Соловецкая Л.В., Казак А.К. ПРИБРЕЖНЫЙ АПВЕЛЛИНГ В ПОЗДНЕМ КРИОГЕНИИ: ЮГО-ЗАПАД СИБИРСКОГО КРАТОНА	160
Солотчина Э.П., Солотчин П.А. МИНЕРАЛОГИЯ КАРБОНАТОВ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОСАДКОВ МАЛЫХ СОЛЕННЫХ ОЗЕР ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: СВЯЗЬ С ПАЛЕОКЛИМАТОМ	164
Солотчин П.А., Солотчина Э.П., Склярёв Е.В. ГОЛОЦЕНОВОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В МАЛЫХ ОЗЕРАХ АРИДНЫХ ЗОН БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА	168
Страховенко В.Д., Восель Ю.С., Овдина Е.А., Солотчина Э.П. ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И МОРФОЛОГИИ МИНЕРАЛОВ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАЛЫХ ОЗЕР СИБИРИ	171
Судакова Н.Г., Немцова Г.М. ВЛИЯНИЕ ДОЛЕДНИКОВОЙ МОРФОЛИТОСТРУКТУРЫ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ НА ГЛЯЦИОДИНАМИКУ И ЛЕДНИКОВЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ	174

Усенков С.М. ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ	177
Хабаров Е.М. РОЛЬ МИКРОБИАЛЬНЫХ СООБЩЕСТВ В КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИИ ДОКЕМБРИЯ	180
Цеховский Ю.Г. ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ПОГРАНИЧНУЮ МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВУЮ ЭПОХУ ДЕСТРУКТИВНОГО ТЕКТОГЕНЕЗА (НА ПРИМЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЕВРАЗИИ)	183
Шварцев С.Л. НОВЫЕ ПОДХОДЫ К МЕХАНИЗМАМ ЭВОЛЮЦИИ ОСАДОЧНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ	186
Шевченко В.П. ВКЛАД ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА, ПОСТАВЛЯЕМОГО ВОЗДУШНЫМ ПУТЕМ И ДРЕЙФУЮЩИМИ ЛЬДАМИ В АРКТИКУ, В СОВРЕМЕННОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ	190
Шишлов С.Б., Родина Т.С. ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ЧЕУСКИНСКО-САРМАНОВСКОГО ВРЕМЕНИ ПОЗДНЕГО ВАЛАНЖИНА НА ТЕРРИТОРИИ СРЕДНЕГО ПРИОБЬЯ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ	193
Щербаков Э. С. ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО ДЕВОНА ЗАПАДНОГО СКЛОНА СЕВЕРНОГО УРАЛА	196
Щепетова Е.В., Сахаров Б.А., Покровская Е.В. АССОЦИАЦИИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ВОЛЖСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ РУССКОЙ ПЛИТЫ И ИХ СВЯЗЬ С ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИМИ ИЗМЕНЕНИЯМИ	200
<b>СЕКЦИЯ 2 «ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ГЕОДИНАМИКА»</b>	
Аухатов Я.Г. ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАГЕНИИ ОБЛАСТЕЙ ОПУСКАНИЯ НЕКОМПЕНСИРОВАННОГО ТИПА	204
Балуев А.С., Колодяжный С.Ю., Терехов Е.Н. РОЛЬ ПРОЦЕССОВ ФЛЮИДИЗАЦИИ В ФОРМИРОВАНИИ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ДИСЛОКАЦИЙ В ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА СЕВЕРА РУССКОЙ ПЛИТЫ	207
Бойко Н.И. ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ВЕРХНЕЮРСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЛАГОНАКСКОЙ СТУПЕНИ (ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ)	213
Бородина Е.А. ЦЕОЛИТИЗАЦИЯ КОЛЛЕКТОРОВ: АНАЛИЗ ВЛИЯНИЯ, ПРОГНОЗЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ	216
Верзилин Н.Н., Окнова Н.С. О РОЛИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ЭВОЛЮЦИИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА	221

Волохин Ю.Г. ДИСПЕРСНАЯ МИНЕРАЛЬНАЯ ПРИМЕСЬ В УГЛЕРОДИСТЫХ СИЛИЦИТАХ СИХОТЭ-АЛИНЯ: ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА И СТАДИИ ФОРМИРОВАНИЯ	225
Горожанин В.М., Канипова З.А., Покровский Б.Г., Митяев М.Ю., Горожанина Е.Н., О ПРОЯВЛЕНИЯХ КАРБОНАТОВ В ПОЗДНЕЮРСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРО-ЯНГТИНСКОГО И КРАЙНЕГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ	229
Зайцева Т.С., Горохов И.М., Ивановская Т.А., Мельников Н.Н. МИНЕРАЛОГО-КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ ГЛОБУЛЯРНЫХ СЛОИСТЫХ СИЛИКАТОВ АРЫМАССКОЙ СВИТЫ (СЕВЕРНАЯ СИБИРЬ) КАК ОТРАЖЕНИЕ ЭТАПОВ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ	232
Зинчук Н.Н. ГИПЕРГЕННОЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ВУЛКАНОГЕННОГО МАТЕРИАЛА В КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ УСЛОВИЯХ	236
Ивановская Т.А. ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ГЛОБУЛЯРНЫХ И ПЛАСТИНЧАТЫХ СЛОИСТЫХ СИЛИКАТОВ ГЛАУКОНИТ-ИЛЛИТОВОГО РЯДА НА РАЗНЫХ СТАДИЯХ ЛИТОГЕНЕЗА В ДОКЕМБРИЙСКИХ И ВЕНД-КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ	239
Исаева Г.А. ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА СОЛЯНЫХ ПОРОД ПРОДУКТИВНОГО ПЛАСТА НИЖНИЙ 2 ТЮБЕГАТАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	242
Кольчугин А.Н., Имменхаузер А. ИСТОРИЯ ПОТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД БАШКИРСКОГО ЯРУСА ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА	245
Конюхов А.И., Емельяненко О.А., Косоруков В.Л. НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛЬНОМ СОСТАВЕ МЕЛОВЫХ И ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ЮЖНОМ СКЛОНЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА	248
Коробов А.Д., Коробова Л.А., Морозов В.П., Ахлестина Е.Ф., Федорова М.Д. ОСОБЕННОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО МИНЕРАГЕНЕЗА ВЕРХНЕЮРСКИХ ПРОДУКТИВНЫХ ТОЛЩ ТЕВЛИНСКО-РУССКИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)	251
Кузнецов А.С. МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ ОСИНСКОГО ГОРИЗОНТА СВОДОВОЙ ЧАСТИ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ	254
Латышева И.В. ДЕФОРМАЦИОННЫЕ МИКРОТЕКСТУРЫ В ПОРОДАХ НИЖНЕ-СРЕДНЕЮРСКОГО ТЕРРИГЕННОГО КОМПЛЕКСА ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА (ДОЛИНА Р. ЧАНТЫ-АРГУН)	256
Леоненко Г.Н., Леоненко Е.В. ВЕЩЕСТВЕННО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩАХ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО МЕГАБАССЕЙНА	259

Лихоман О.А. ВЛИЯНИЕ ЭНДОГЕННЫХ ФАКТОРОВ НА ФОРМИРОВАНИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ТЕОРИИ ОБРАЗОВАНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ И ГАЗА	261
Майль Т.В. ОСОБЕННОСТИ ЭПИГЕНЕЗА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ЗОНЫ ДЕВОНСКОГО НЕСОГЛАСИЯ ВАЛА ГАМБУРЦЕВА (ТИМАНО-ПЕЧОРСКИЙ НГБ)	265
Мачулина С.А. ПРОЯВЛЕНИЕ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНОЙ КАРБОНАТНОЙ ТОЛЩЕ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СКЛАДЧАТОГО ДОНБАССА	268
Мизенс Г.А., Бадида Л.В. ПРОЯВЛЕНИЯ ДРЕВНЕГО КАРСТА НА ВОСТОКЕ СРЕДНЕГО УРАЛА	271
Московский Г.А., Гончаренко О.П., Свидзинский С.А., Барановская М.А. ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ И АКЕССОРНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В КАЛИЙНЫХ, КАЛИЙНО-МАГНИЕВЫХ И МАГНИЕВЫХ ПОРОДАХ	274
Никонов А.А. ДЕФОРМАЦИИ В ЛЕНТОЧНЫХ ГЛИНАХ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ВНЕШНИХ ДИНАМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ	277
Печенкин И.Г. ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ В НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАСЕЙНАХ СЕВЕРНОГО И ЦЕНТРАЛЬНОГО КИТАЯ. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АСПЕКТ	280
Поднебесных А.В. ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ВТОРИЧНЫХ КАРБОНАТОВ В ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ	283
Пошибаев В.В. СТРУКТУРНЫЕ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТРЕЩИНОВАТОСТИ В ПРОДУКТИВНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ТАСЕЕВСКОЙ СЕРИИ ЗОНЫ АНГАРСКИХ СКЛАДОВ	287
Ростовцева Ю.В., Бин Хань ВТОРИЧНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ВАСЮГАНСКОЙ СВИТЫ (ШИНГИНСКАЯ РАЗВЕДОЧНАЯ ПЛОЩАДЬ, ТОМСКАЯ ОБЛАСТЬ)	290
Савко А.Д., Свиридов В.А. ЭВОЛЮЦИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ГЛИН В ЗАВИСИМОСТИ ОТ УСЛОВИЙ ИХ СЕДИМЕНТАЦИИ И ДИАГЕНЕЗА (НА ПРИМЕРЕ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ)	293
Савко А.Д., Шевырёв Л.Т. ЭВОЛЮЦИЯ ГИПЕРГЕННОГО МИНЕРАГЕНЕЗА В РАННЕГЕРЦИРСКИЙ ЭТАП. ОПЫТ ИСТОРИКО-МИНЕРАГЕНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА	296
Седаева Г. М. ЛИТОГЕНЕЗ БАРОВЫХ ПЕСЧАНИКОВ КАМЕНСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО КАРБОНА ДОНЕЦКОГО БАСЕЙНА	299
Филиппов М.М. ФЛЮИДОГЕННЫЕ ШУНГИТОНОСНЫЕ ПОРОДЫ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ	302



Хардигов А.Э., Холодная И.А. ЛИТОГЕНЕЗ ПЕРМСКИХ ТОЛЩ АЯН-ЮРЯХСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ ЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ	306
Шмырина В.А., Саетгалеев Я.Х., Морозов В.П. ФОНОВЫЙ И НАЛОЖЕННЫЙ ТИПЫ ЛИТОГЕНЕЗА ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕМЕЛОВОГО И ВЕРХНЕЮРСКОГО ВОЗРАСТОВ (НА ПРИМЕРЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ КУСТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)	309
Япаскурт О.В., Цеховской Ю.Г. АНАЛИЗ ДИНАМИКИ ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ВО ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТАХ И ПОСТРИФТОВЫХ СТРУКТУРАХ МЕЗОЗОЯ СИБИРИ И НЕКОТОРЫХ СОСЕДНИХ РЕГИОНОВ	312
<b>СЕКЦИЯ 3 «ЭВОЛЮЦИЯ ПРОЦЕССОВ ОСАДОЧНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ»</b>	
Арефьев М.П, Покровский Б.Г., Шкурский Б.Б. КЛЮЧЕВЫЕ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ РУБЕЖА ПЕРМИ И ТРИАСА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	318
Аюржанаева Д.Ц. ПРЕДМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В КВАРЦИТАХ ИТАНЦИНСКОЙ СВИТЫ	322
Брусницын А.И., Перова Е.Н. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ГЕНЕЗИСА МАРГАНЦЕВОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ	325
Георгиевский А. Ф., Бугина В. М. АФАНИТОВОЕ ФОСФАТОНАКОПЛЕНИЕ - ПЕРВАЯ СТУПЕНЬ - ЭВОЛЮЦИОННОГО РАЗВИТИЯ ПРОМЫШЛЕННОГО ФОСФОГЕНЕЗА	329
Голубовская Е.В. УГЛЕВОДОРОДЫ В ЭФЕМЕРНЫХ $Fe^{2+}$ - СОДЕРЖАЩИХ ТРИОКТАЭДРИЧЕСКИХ СМЕКТИТАХ В ОСАДОЧНЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУДАХ КЕРЧИ	333
Давыдов Д.Н., Черешинский А.В., Крайнов А.В. ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ АПТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ	336
<u>Занин Ю.Н.</u> , Замирайлова А.Г., Эдер В.Г. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗОЛОТА И ПЛАТИНЫ В РАЗЛИЧНЫХ ВЕЩЕСТВЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПАХ ПОРОД ЧЕРНОСЛАНЦЕВОЙ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО МОРСКОГО БАССЕЙНА	339
Зинчук Н.Н. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ И ФАЦИАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДРЕВНИХ ОСАДОЧНЫХ АЛМАЗОСОДЕРЖАЩИХ ТОЛЩ (НА ПРИМЕРЕ ОТДЕЛЬНЫХ ПЛОЩАДЕЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)	342
Казаченко В.Т., Перевозникова Е.В., Лаврик С.Н.Скосарева., Н.В. РОЛЬ ОСАДОЧНЫХ ПРОЦЕССОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ СКАРНОВЫХ И ЖИЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СИХОТЭ-АЛИНЯ	345

Крайнов А.В. ЛИТОЛОГИЯ КЕРАМИЧЕСКИХ ГЛИН АПТСКОГО ЯРУСА ЛАГУННО-МОРСКИХ ФАЦИАЛЬНЫХ ОБСТАНОВОК	353
Крупенин М.Т., Гараева А.А. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД МАГНЕЗИТОВМЕЩАЮЩЕЙ АЛАДЫНСКОЙ СВИТЫ СРЕДНЕГО РИФЕЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА	356
Кулешов В.Н. ЭВОЛЮЦИЯ РУДОГЕНЕЗА МАРГАНЦА В БАССЕЙНАХ СЕДИМЕНТАЦИИ РОССИИ И СТРАНАХ СНГ	360
Кокин А.В. ПЕРИОДИЧНОСТЬ В НАКОПЛЕНИИ И РАССЕЯНИИ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ В ИСТОРИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ	363
Комлев А. А. ИЗМЕНЕННОСТЬ ИЛЬМЕНИТА МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ТИТАНОВЫХ РОССЫПЕЙ УКРАИНСКОГО ЩИТА И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ	366
Котова Л.Н., Подковыров В.Н. ТУФФОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ КАЛЕВИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ	369
Лаломов А.В., Бочнева А.А., Григорьева А.В., Чефранова А.В., Магазина Л.О. ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-ТИТАНОВЫХ РОССЫПЕЙ КАК ИНДИКАТОР ФАЦИАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	371
Летникова Е.Ф., Вишневская И.А., Школьник С.И., Черкашина Т.Ю. ВЕНДСКИЕ БОКСИТЫ И ФОСФОРИТЫ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА: РАЗЛИЧНЫЕ ИСТОЧНИКИ ПОСТУПЛЕНИЯ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА	375
Маркин М.Ю., Парада С.Г., Шишкалов И.Ю. ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОНОСНЫХ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА	378
Маслов А.В., Кузнецов А.Б. ФОСФОРИТЫ КЕРНОССКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО ВЕНДА СРЕДНЕГО УРАЛА: первые данные о систематике РЗЭ	381
Медведева С.А. РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В МЕЗОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОДАХ БУРЕЙНСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ)	385
Парада С.Г. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОНОСНЫХ УГЛЕРОДИСТО-ТЕРРИГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ	387
Погребной В.Т. О КИММЕРИЙСКИХ ООЛИТОВЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУДАХ СЕВЕРО-ПРИАЗОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В АКВАТОРИИ БЕРДЯНСКОГО ЗАЛИВА	390
Савко К.А., Базиков Н.С. ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ОГРАНИЧЕНИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЖЕЛЕЗИСТЫХ ФОРМАЦИЙ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА ПО ДАННЫМ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЕТРОГЕННЫХ, РЕДКИХ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ	394

Садчикова Т.А., Друщиц В.А. МИНЕРАЛЫ РОССЫПЕЙ В КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВОСТОЧНО-АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА (НОВОСИБИРСКИЕ ОСТРОВА)	397
Сукач В.В., Ковальчук М.С., Крошко Ю.В. ЭВОЛЮЦИЯ ЭОЦЕНОВОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА И СВЯЗАННОГО С НИМ РОССЫПЕЙ ЗОЛОТА В ПРЕДЕЛАХ СРЕДНЕПРИДНЕПРОВСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ ОБЛАСТИ	400
Хардигов А.Э., Астахова А.А. ОСОБЕННОСТИ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНОГО ЭПИГЕНЕЗА РУДОВМЕЩАЮЩИХ КОМПЛЕКСОВ АЯН-ЮРЯХСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ ЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ	403
Фазлиахметов А.М. О ПРИМЕНЕНИИ НЕКОТОРЫХ ДИАГРАММ НА ПРИМЕРЕ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ ГРАУВАКК ЗАПАДНО-МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО УРАЛА	406