

**МОСКОВСКОЕ ОБЩЕСТВО ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ
СЕКЦИЯ ЛИТОЛОГИЯ**



**ЭКЗОЛИТ - 2026
СБОРНИК НАУЧНЫХ МАТЕРИАЛОВ**



*Девяностолетию со дня рождения
Олега Васильевича Япаскурта
посвящается!*



(14.01.1936–06.08.2016)

МОСКОВСКОЕ ОБЩЕСТВО ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ
СЕКЦИЯ «ЛИТОЛОГИЯ»

НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ ЛИТОЛОГИИ И ОСАДОЧНЫХ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ ПРИ ОТДЕЛЕНИИ НАУК О ЗЕМЛЕ РАН

ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ЦЕНТР РАН

ЭКЗОЛИТ–2026

СОБРАНИЕ (НАУЧНЫЕ ЧТЕНИЯ)

секции «ЛИТОЛОГИЯ»

Московского общества испытателей природы

МОСКВА, 21–22 мая 2026 г.

СБОРНИК НАУЧНЫХ МАТЕРИАЛОВ

Под редакцией Ю. В. Ростовцевой

Москва – 2026

УДК 55
ББК 26.3
Э36

Программный комитет:

Председатель: Ю. В. Ростовцева

Члены: К. М. Седаева, В. С. Вишневская, Г. В. Агафонова, Н. А. Лыков

Экзолит–2026. Собрание (научные чтения). Москва, 21–22 мая 2026 г. Сборник научных материалов / Секция «Литоология» МОИП / под ред. Ю. В. Ростовцевой. – Вестник Отделения наук о Земле РАН – Москва: ГЦ РАН, 2026. – 208 с. – <http://doi.org/10.2205/NZ-Exolith-2026>

В сборнике представлены материалы докладов научных чтений «ЭКЗОЛИТ–2026», посвященных 90-летию со дня рождения доктора геолого-минералогических наук, профессора Олега Васильевича Япаскурта. Рассмотрен широкий круг вопросов, касающихся изучения осадочных образований (экзолитов) различного генезиса и возраста, имеющих как фундаментальное научное, так и прикладное значение. Сборник представляет интерес для специалистов разных направлений, занимающихся комплексными исследованиями строения верхней части литосферы, а также вопросами всестороннего анализа осадочных пород.

Ключевые слова: осадочные породы, методы изучения осадочных образований, генетический и стадиальный анализы, обстановки седиментации, палеогеографические реконструкции, вторичные изменения, минеральное сырье, нефтяная литология.

Exolith-2026. Annual meeting (scientific readings). Moscow, May 21–22, 2026: collection of scientific materials / Section “Lithology” of MOIP / ed. by Yu. V. Rostovtseva. – Vestnik Otdelenia nauk o Zemle RAN – Moscow: GC RAS, 2026. – 208 p. – <http://doi.org/10.2205/NZ-Exolith-2026>

The collection contains materials of the reports of the scientific readings “Exolith–2026” dedicated to the 90th anniversary of the birth of Professor O. V. Yapaskurt. A wide range of issues related to the study of sedimentary rocks (exoliths) of various genesis and ages, which have both fundamental scientific and applied significance, are considered. The collection of materials is of interest to geologists of various specialties who are engaged in the complex studies of the upper part of the lithosphere, as well as in the detailed lithological studies.

Keywords: sedimentary rocks, methods for studying sedimentary rocks, genetic and stage analyzes, depositional environments, paleogeographic reconstructions, secondary changes, mineral resources, petroleum lithology.

ISSN 1819–6586
<http://doi.org/10.2205/NZ-Exolith-2026>

© МОИП, 2026
© ГЦ РАН, 2026

ПРОГРАММА**Годичного собрания (научных чтений) секции «Литология» МОИП****ЭКЗОЛИТ-2026****21 мая 2026 г.**

Регистрация участников научных чтений, начало в 9.30

Утреннее заседание (очно и дистанционно по Zoom)

(Модератор: Ростовцева Ю.В)

Зал «Юбилейный» Геофизического центра РАН

(продолжительность доклада 10–15 минут, ответы на вопросы 5–10 минут; при наличии нескольких авторов научных материалов докладчик отмечен *)

10.00–10.20

Вступительное слово Оргкомитета и директора Геофизического центра РАН чл.-корр. РАН А. А. Соловьева.

10.20–10.40

Левитан М.А.*, Домарацкая Л.Г., Кольцова А.В. Типы зональности седиментации в плейстоцене Индийского и Атлантического океанов.

10.40–11.00

Савко А.Д. Этапы эволюции фосфатонакопления в истории Земли.

11.00–11.20

Эдер В.Г.*, Скоморохова А.Д., Можегова С.В. Особенности пиритизации средневожских сланценосных отложений Русской плиты.

11.20–11.40

Кофе-брейк

11.40–12.00

Валяева О.В.*, Рябинкина Н.Н. Углеводороды угленосных формаций.

12.20–12.40

Дронов А.В. Ордовикские литологические формации мира.

12.40–13.00

Лаломов А.В. Литолого-фациальная структура техногенных образований (на примере хвостохранилища Ловозерского ГОКа).

13.00–14.00

*Перерыв***Вечернее заседание**

Зал «Юбилейный» Геофизического центра РАН

(Модераторы: Эдер Г.В., Дронов А.В.)

14.00–14.20

Асадуллина Ю.Е.*, Чертина К.Н., Ульянова А.В., Чертин В.В. Литолого-петрофизическая типизация карбонатных коллекторов пласта БЗ-4 тэтэрской свиты верхнего венда Непско-Ботубинской антеклизы.

14.20–14.40

Ульянова А.В.*, **Чертин К.Н.**, **Асадуллина Ю.Е.**, **Чертин В.В.** Региональные представления о литолого-фациальном строении Непско-Ботубинской антеклизы (тэтэрское время).

14.40–15.00

Оленова К.Ю.*, **Агафонова Г.В.**, **Фомин А.С.** Литология вендских отложений по данным скважин Онхойдохской площади (Лено-Тунгусская НГП).

15.00–15.20

Пустыльников В.В., **Дюкова А.Д.*** Литологическая характеристика рифейского разреза, вскрытого параметрической скважиной Северо-Кетская 1 (Предьенисейская провинция, Красноярский край).

15.20–15.40

Пустыльников В.В.*, **Дюкова А.Д.**, **Евсеева Ю.А.** Характеристика трещиноватости венд-кембрийского разреза параметрической скважины Северо-Кетская 1 (Предьенисейская провинция, Красноярский край).

15.40–16.00

Кофе-брейк

16.00–16.20

Пономаренко Е.С. Строение верхнефранского рифового комплекса Седью Южного Тимана.

16.20–16.40

Даньщикова И.И.*, **Пономаренко Е.С.**, **Соколова Л.В.** Джагалский надгоризонт Тальбейского блока гряды Чернышева.

16.40–17.00

Дуб С.А. Систематика и морфотипы строматолитов укской свиты верхнего рифея Южного Урала.

17.00–17.20

Лыков Н.А.*, **Дронов А.В.** Реконструкция условий осадконакопления ордовикских отложений опорного разреза реки Мойеро (север Сибирской платформы).

17.20–17.40

Нуриахметов Р.Р.*, **Казимиров Е.Т.** Уровни организации пустотного пространства неоднородных карбонатных пород-коллекторов на примере фаменских отложений Тимано-Печорской НГП.

17.40–18.00

Казимиров Е.Т.*, **Нуриахметов Р.Р.** Об использовании терминов «грейнстоун», «пакстоун» и «сгусток» при исследовании фаменских граноморфных карбонатных пород-коллекторов в шлифах.

СЕКЦИЯ «ЛИТОЛОГИЯ» МОСКОВСКОГО ОБЩЕСТВА ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ (МОСКВА, 2026)

Зал «имени профессора В.В. Белоусова» Геофизического центра РАН

(Модераторы: Вишневская В.С., Никулин И.И.)

14.00–14.20

Шевцова Ю.А.*, Немченко Н.В., Тарасов А.И., Хотылев О.В. Визуальная и цифровая диагностика песков: новые учебные пособия кафедры нефтегазовой седиментологии и морской геологии МГУ имени М. В. Ломоносова.

14.20–14.40

Королев А.Э., Маннапова Л.М*., Лившиц С.А. Современные коры выветривания восточной части Приволжской возвышенности.

14.40–15.00

Яшунский Ю.В.*, Давыдов А.Э. Полимнеральные биоморфозы в скелетах губок и раковинах фузулинид из стратотипа гжельского яруса в Московской области.

15.00–15.20

Никулин И.И. Образование глауконита при гипотермии эксплозивного материала вулканов в субмаринных условиях.

15.20–15.40

Черешинский А.В.*, Крайнов А.В. Геологическое строение и полезные ископаемые неогеновых отложений юго-восточной части Воронежской антеклизы.

15.40–16.00

Патина И.С. Строение миоценовой части разреза Восточного Паратетиса по данным сейсмостратиграфии.

16.00–16.20

Кобылина О.Н. Вещественная характеристика гипсоносной толщи Новомосковского месторождения.

16.20–16.40

Вишневская В.С. О природе кальцисферовых известняков (на примере Крым-Кавказского региона и Западной Сибири).

16.40–17.00

Назарова В.М.*, Зайцева Л.В. О химическом составе конодонтовых элементов.

17.00–17.20

Найдина О.Д. Фито-климатические условия формирования плио-плейстоценовых отложений Северного Прикаспия.

17.20–17.40

Стукалова И.Е. Методы изучения органического вещества в осадочных бассейнах: теория и практика.

17.40–18.00

Муфтахов В.А.*, Борисенко А.В., Пустыльникова В.В. Определение категории точности измерений общей карбонатности манометрическим методом.

Обсуждение материалов докладов * Фуршет

22 мая 2026 г.

Утреннее заседание (очно и дистанционно по Zoom)
10.00–13.00 Специальная сессия: методическая
Зал «Юбилейный» Геофизического центра РАН
(Модераторы: Вишневская В.С., Тугарова М.А., Немова В.Д.)

10.00–10.20

Тугарова М.А.*, **Платонов М.В.** Проблемы литологической терминологии и классифицирования осадочных пород.

10.20–10.40

Немова В.Д. Многоуровневые типизации пород: методика и область применения.

10.40–11.00

Агафонова Г.В. Некоторые термины и числовые значения в карбонатном осадкообразовании.

11.00–11.20

Ростовцева Ю.В. Литологический кодекс: дискуссия по вопросу на примере обломочных пород.

11.20–11.40

Кофе-брейк

11.40–12.00

Рудмин М.А. Глауконит: от литологического индикатора к функциональному минеральному материалу.

12.20–12.40

Мельничук О.Ю., **Ткачев М.Г.** Ограничения при анализе распределения зёрен в песчаниках и алевролитах с целью реконструкции обстановок седиментации.

12.40–13.00

Горожанин В.М. К вопросу об интерпретации некоторых дискуссионных текстур осадочных пород: трещины усыхания.

13.00–14.00

Перерыв

Вечернее заседание

14.00–14.20

Жуковская Е.А.*, **Гатина Н.Н.** Карбонатность отложений клиноформного комплекса паннона (Сербия).

14.20–14.40

Жуковская Е.А.*, **Нинич А.** Ихнофоссилии – новый объект исследования в олиго-миоценовом комплексе Дрмлянской депрессии (Сербия).

14.40–15.00

Храмцова А.В. Нижнемеловые осадочные тела бровки шельфа Западной Сибири: типизация и условия формирования.

15.00–15.20

Павленко К.В.*, **Титов Ю.В.**, **Чернышова К.Т.** Спектральный гамма-каротаж керн в литолого-седиментологических исследованиях верхнеюрских отложений (Западная Сибирь).

15.20–15.40

Валитов Ш.К.*, **Копенкин Р.Ю.**, **Минязева А.Р.**, **Мирсаянов Д.Р.** Влияние литолого-фациальных особенностей оползневых образований на эффективность эксплуатационного бурения на примере одного месторождения Западной Сибири.

15.40–16.00

Кофе-брейк

16.00–16.20

Муфахарова А.Д.*, **Чикишев А.А.**, **Немова В.Д.** Фациальное моделирование как инструмент повышения продуктивности разработки месторождения.

16.20–16.40

Томасенко С.В.*, **Ростовцева Ю.В.**, **Афанасьев И.А.** Литохимическая характеристика и индикаторная роль вторичных изменений вулканитов доюрского комплекса Елизаровского прогиба Западной Сибири.

16.40–17.00

Заманова Е.И.*, **Панченко И.В.**, **Куликов П.Ю.** Литологические особенности отложений верхней части викуловской свиты Красноленинского свода.

17.00–17.20

Скоморохова А.Д.*, **Эдер В.Г.**, **Зуева О.А.**, **Калмыков А.Г.**, **Панченко И.В.**, **Калмыков Г.А.** Пиритизация черных сланцев и вмещающих их отложений на примере баженовской высокоуглеродистой формации Западной Сибири.

17.20–17.40

Пименов Д.П.*, **Постникова О.В.**, **Китаева И.А.** Литологическая характеристика карбонатных отложений юрхской свиты Верхневелючанского месторождения.

17.40–18.00

Нугаев Б.Б.*, **Кулагина Н.К.** Специальные исследования влияния бурового раствора на фильтрационно-емкостные свойства карбонатных пород-коллекторов юрхской свиты Верхневелючанского месторождения.

Обсуждение материалов докладов

Заккрытие сессии научных чтений



ЧАСТЬ ПЕРВАЯ: МЕТОДИЧЕСКАЯ

НЕКОТОРЫЕ ТЕРМИНЫ И ЧИСЛОВЫЕ ЗНАЧЕНИЯ В КАРБОНАТНОМ ОСАДКООБРАЗОВАНИИ

Г. В. Агафонова
ВНИГНИ, РГГРУ (МГРИ) имени Серго Орджоникидзе, Москва.
E-mail: agafonovagalina@inbox.ru

Ключевые слова: литология, мергель, известняки, классификации, структуры.

Существуют многочисленные терминологические справочники - по минералогии, петрографии, тектонике, структурной, общей, нефтегазовой геологии, общей стратиграфии, палеовулканологии, по структурам континентов и океанов, по геологическим телам и геологическим формациям и т. д. Сделан электронный петрографический справочник-определитель магматических, метаморфических и осадочных горных пород (Для оперативного использования при создании Геолокарт-1000/3 и 200/2 для территории Российской Федерации. ВСЕГЕИ.)

По осадочным породам опубликованы: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. В 2-х томах, под ред. Н. Б. Вассоевича. Ленинград, 1958. 485 с., 519 с. Справочник по литологии. Под ред. Н. Б. Вассоевича М.: Недра, 1983. 509 с.

Современные и ископаемые рифы. Термины и определения. Справочник. М.: Недра, 1990. 182 с. Приведенная информация свидетельствует о необходимости справочной литологической литературы.

1. Вещество и его количество на примере породы мергель. Мергель-порода, относящаяся к карбонатным; не присутствует в классификациях никаких других пород. Термин «мергель» (нем. Mergel, лат. т. *marga*) – старинное горняцкое название, используемое в геологии без однозначного указания автора. Также встречается под названием «рухляк». В [1] определяется как глинисто-карбонатная порода с содержанием карбонатного вещества 75–25 %. При этом выделяются чистые мергели (карбоната 50–75 %) и глинистые мергели (глинистого вещества 50–75 %). В классификациях мергели одновременно являются и карбонатами, и глинами.

Чистой карбонатной называется порода с примесью глинистого вещества до 5%. Эта граница без объяснений передвинута до 10 % [1]. Граница в 5 % была принята потому, что большая часть исследователей считала ее *целесообразной*. Вторая важная граница проводится между глинистым известняком и мергелем.

В разных источниках количество карбоната в мергелях меняется: 30–90 % (Большая Советская Энциклопедия), 35–75 % (Большая Российская энциклопедия), 50–70 % (Башкирская энциклопедия), 40–60 % (Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана), 20–60 % (Энциклопедический словарь Гранат), 20–50 % (Справочник строителя), до 60 % (Научно-технический энциклопедический словарь). В хорошо известных верхнемеловых отложениях Юго-Западного Крыма в одном из разрезов выделяются известняки в разной степени глинистые и мергели, содержащие также терригенную примесь. Снизу вверх описаны: мергель (карбонат – 64 %, глина – 26 %, оставшееся количество вещества относится к кварцу, пириту и т. д.); мергель (65–20–15), известняк глинистый (70–20–10), известняк сильно глинистый (60–30–10), мергель (60–30–10), известняк сильно глинистый (60–30–10), известняк (65–70, 30–32, 3–10), известняк глинистый (74, 23–24, 2–3). Числовые значения компонентов получены химическим анализом. А что же скрывается под этими же названиями без аналитических данных? Верхнемеловые разрезы Крыма по описаниям сплошь и рядом состоят из мергелей. Границу между мергелем и глинистым известняком проводили по количеству глинистой компоненты не ниже 20–25 %, поскольку породы с более низким ее содержанием не удовлетворяют оптимальным требованиям для цементного сырья (А для литологии это важно?) При полевых исследованиях можно использовать термины: известняк, известняк глинистый. Изменение названия породы вносить после проведения аналитических исследований. Может быть заново опробовать хорошо изученные верхнемеловые крымские разрезы и полученные значения сделать эталонными для мергелей и глинистых известняков. В литологических исследованиях вернуться к приоритетному количеству (исключая полезные ископаемые) и породе с содержанием

глинистого вещества более 50%, называть глиной, а карбонатную породу с содержанием глинистого вещества более 25 % – мергелем, менее 25 % – глинистым известняком.

2. Размер компонентов. В классификациях карбонатных пород размерность дана для кристаллических структур и отделения шлама от других форменных компонентов. В кристаллических структурах размеры кристаллов соотносятся с размером обломочных и пелитовых частиц-от грубокристаллических до пелитоморфных. В классификации обломочных карбонатов наряду с хорошо диагностируемыми типами (гравийными, песчаными и т. д.) встречаются карбонатные алевролиты-породы с размером обломков 0.005–0.05 мм. При этом к шламу относятся неопределяемые органогенные частицы размером менее 0.1 мм, т. е. частица тонкопесчаной размерности уже не определяется, а частицы алевритового размера (менее 0.05 мм) относятся к обломкам карбонатной породы. С таким же успехом их можно отнести, например, к комкам любой природы. Карбонатные алевролиты встречаются в классификациях Г. И. Теодоровича (1950,1958), Ю. П. Казанского и др. (1987), в Систематике осадочных пород (1998), В. Г. Кузнецова (2007). В классификации В. Т. Фролова [2] это подразделение отсутствует.

3. Некоторые термины. Комки и сгустки относятся к не скелетным структурным карбонатным компонентам; в иностранной литературе – это пеллоиды (пеллеты)- фекальные зерна, либо округлые комки другого происхождения.

В словаре С. И. Ожегова (1994 г., 2-е издание, исп. и доп.) термин сгусток означает плотную массу, комок, сосредоточение, концентрацию чего-либо.

Ниже приведены примеры использования данных терминов. 1 – «...перемытые и переотложенные комки, сгустки, пелоиды микрозернистого известняка...». 2 – «...микрокомковатые известняки, сложенные обломками известняков размером менее 0.25 мм...». 3 – «...известняки комковатые разнозернистые представлены интракластами известняков...». 4 – «обломки раковин бывают изменены и грануляцией, и обволакиванием, превращающими их в неправильные сгустки или комочки». 5– «по структуре комки представляют собой собрание обособленных пелитоморфных сгустков...». 6 – «матрикс пелоидного материала... состоит в основном их комковатого пелитоморфного микробиального кальцита...». 7 – «сгустковая структура распознается по очертаниям мелких комочков...». Приведенные примеры не требуют комментариев.

Термин «сгустковая структура» в классификацию карбонатных пород ввел А. Н. Заварицкий в 1932 г. и определил её следующим образом «под микроскопом среди тонкозернистой массы, состоящей из различных зерен карбоната, выступают на подобие сгустков многочисленные мутные пятна более тонкозернистого карбоната». В 1934 г. Ю. П. Деньгин в сокращенном курсе петрологии дал более четкое определение «сгустковая структура представляет начальную стадию собирательной кристаллизации, когда среди яснозернистой мелкокристаллической массы сохранились многочисленные мутные пятна иловатой структуры».

В классической работе И. В. Хворовой [3] выделяются сгустковые и комковатые известняки. Сгустки определяются как пелитоморфные образования неправильной формы с расплывчатыми контурами, а комки – с более четкими и правильными очертаниями. Оба компонента относятся к седиментационным. Превращение фораминифер в сгустки связано со сверлящей деятельностью бактерий. А превращение фораминифер в правильные овальные комочки – с их прохождением через пищеварительный канал грунтоедов. Комковатый материал, более крупный, ассоциируется преимущественно с копролитами, а сгустковый – с грануляцией мелких раковин фораминифер и водорослевых остатков. При описании же конкретных известняков (например, фораминиферо-сгустковых) комки и сгустки, морфологически якобы отличающиеся, образуются одновременно при преобразовании мелких фораминифер.

С. В. Максимова [4] выделяет комки: заполнения, остаточные, грануляции. Комки заполнения формируются микрозернистым кальцитом, заполняющим, например, внутрискелетные полости некоторых типов водорослей, в то время как стенки талломов перекристаллизовываются и сливаются с окружающим яснокристаллическим карбонатом. Комки остаточные – есть результат неравномерной перекристаллизации преимущественно микрозернистых известняков. Комки грануляции представляют собой превращение упорядоченных скелетных структур и крупных кристаллов в скопление кристаллически неделимых агрегатов. Комки С. В. Максимовой относятся к вторичным компонентам. Комки и сгустки ею используются как синонимы, а известняки называются вторично-комковатыми. В классификации В. Н. Киркинской [5] к сгусткам относятся образования менее 0.1 мм, к комкам – от 0.1 до 1.0 мм, причем те и другие обладают различной формой.

Появляются новые термины – микробиальные пелоиды; которые позиционируются как органогенный материал, а известняки, ими сложенные, относятся к биоморфным.

Комки и сгустки характеризуются разными признаками, если нет готовности отказаться от одного из терминов, их необходимо учитывать. Это размер, форма, отчетливость внешних контуров, внутреннее однородное или неоднородное строение, сочетание с другими структурными компонентами. Также важны размер компонентов в сравнении с комками и сгустками, степень отсортированности всех компонентов, наличие или отсутствие вмещающей (цементирующей) массы, ее структура, расположение в породе (закономерное, незаконное), происхождение (седиментационное, постседиментационное), приуроченность комков и сгустков к определенным типам карбонатов.

Вызывают вопросы и другие понятия и термины. Вот некоторые из них. Вернуть статус биогермной структуре, которая относится в некоторых классификациях к биоморфной. Разобраться с детритом и органогенными обломками, соответственно с

детритовой и органогенно-обломочной структурами. Найти признаки, позволяющие отличать оолиты от микрофитолитов из группы озагии. Упорядочить названия пород, дабы не встречаться со следующими: известняк литобиокластовый мелкокристаллический, известняк пелитоморфный полибиокластовый, плоскогалечник, известняк биокластово-иловый.

Литература:

1. Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов / В.Н. Шванов, В.Т. Фролов, Э.И. Сергеева и др. СПб.: Недра, 1998. 352 с.
2. Фролов В.Т. Литология. Кн. 2: Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1993. 432 с.
3. Хворова И.В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. Изд-во АК Наук СССР, 1958.
4. Максимова С.В., Полонская Б.Я., Розонова Е.Д. Методические указания по изучению постседиментационных изменений карбонатных пород нефтегазоносных областей. Институт геологии и разработки горючих ископаемых. М.: 1976. 58 с.
5. Киркинская В.Н., Смехов Е.М. Карбонатные породы-коллекторы нефти и газа. Л.: Недра, 1981. 255 с.

К ВОПРОСУ ОБ ИНТЕРПРЕТАЦИИ НЕКОТОРЫХ ДИСКУССИОННЫХ ТЕКСТУР ОСАДОЧНЫХ ПОРОД: ТРЕЩИНЫ УСЫХАНИЯ

В. М. Горожанин
ИГ УФИЦ РАН, Уфа
E-mail: gorozhanin@ufaras.ru

Ключевые слова: трещины усыхания, трещины синерезиса, рифей, Южный Урал.

В литофациальном анализе осадочных отложений для реконструкции условий осадкообразования широко используются структурно-текстурные признаки. Обычно предполагается их комплексное использование, однако на практике их генетическая нагрузка часто различна: некоторые имеют «проходящее» значение, встречаясь в различных обстановках – как в глубоководных, так и в мелководных, другие же более определенно привязаны к конкретным условиям. К категории однозначно трактуемых литологических индикаторов обычно относятся трещины усыхания; диагностирование их в породах сразу ограничивает обстановку формирования осадков осушаемой территорией.

На примере отложений рифея Южного Урала рассмотрена неоднозначность такой интерпретации. Для докембрийских пород это особенно актуально, так как, в отличие от палеозойских, для них не может быть применен ихнологический или фаунистический анализы, которые дают дополнительную информацию к седиментологическим наблюдениям. На многих уровнях типового разреза рифея установлены

СЕКЦИЯ «ЛИТОЛОГИЯ» МОСКОВСКОГО ОБЩЕСТВА ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ (МОСКВА, 2026)

«сверхмелководные», периодически осушаемые терригенные отложения [1, 2] благодаря нахождению в них текстур, которые диагностированы как трещины усыхания. Однако, всегда ли возможна такая однозначная интерпретация? В ряде случаев они описаны в породах, для которых можно предполагать формирование в более глубоководных условиях; распознавание таких случаев представляет собой сложную задачу.

Зигазино-комаровская свита среднего рифея – комплекс отложений, состоящий из маломощных пакетов переслаивания глинистых и углеродисто-глинистых сланцев с песчаниками, алевролитами и карбонатами с глинисто-алевритовой примесью. Внутрипластовые текстуры представлены тонкой горизонтальной, пологой волнистой, мелкой косой и косоволнистой слоистостью. В фациальном отношении отложения отнесены к сверхмелководным [1]. Основанием для этого являются трещины в подошве тонких прослоев алевролитов и песчаников, считающиеся трещинами усыхания, а также «червячковые ритмиты» которые интерпретированы как «чередующиеся пакеты сланцев и алевролитов с сильно нарушенной вследствие наложения на породы с трещинами усыхания процессов песчаного микродиapiризма, слоистостью» [2, 3]. Принимая во внимание, что в некоторых маломощных ритмитах часто хорошо выражена градиционная слоистость, имеются признаки конседиментационных деформаций, подводного оползания и штормового волнения (структуры HCS), в составе пород характерно присутствие глауконита, хотя и сильно измененного, то можно прийти к выводу, что комплекс тонкослойных ритмитов представляет собой дистальные отложения, формировавшиеся в условиях глубин внешнего шельфа. Преобладание горизонтальной, и присутствие мелкой косой слоистости, которая типична и для HCS, и для турбидитовых ритмов Боума, не противоречит этому. Червячковые прожилки имеют разнообразную форму, наклон, представляют собой типичные трещины синерезиса, вероятно именно из-за них на поверхностях напластования возникают трещины, которые морфологически напоминают трещины усыхания.

Бедерышинская подсвита зильмердакской свиты верхнего рифея – стратон, в котором при описании разрезов часто в породах которого отмечают трещины усыхания, и в этом случае они, в целом, согласуются с мелководным генезисом пород. В ее составе преобладают пестроцветные (зеленые и красноватые) отложения, среди которых изредка присутствуют прослои седиментационных доломитов, часто с онколитами. Тем не менее, присутствие в этих отложениях глауконита, наличие крупных промоин штормового типа, заполненных тонкослоистыми осадками, указывает на морскую среду осадконакопления. Трещины усыхания, которые описывались на знаках ряби, в поперечном разрезе похожи на микродиapiры – структуры выдавливания песчаного материала снизу. Они ассоциируются с дроблением некоторых алевроглинистых прослоев и слоистостью HCS, что дает основание предполагать механизм образования трещин в результате флюидизации песчаного прослоя при штормовом или сейсмическом воздействии. Симптоматично присутствие в породах бедерышинской подсвиты

текстуры, напоминающей «следы ползания червей». Эти следы синусоидальной или криволинейной формы между рифелями ряби считались ископаемым телом *Manchuriophycus Endo 1933*, в настоящее время интерпретируются как внутрипластовые трещины усадки в водонасыщенных отложениях, образованные гидропластической деформацией и инъекцией песка водонасыщенного осадка [4]. Считается, что трещины, отражающие синерезис, образовались в результате землетрясения, волновой нагрузки, изменения солености [5–6].

Таким образом, не все трещины в глинистых прослоях, заполненные песком, обусловлены усыханием, их генезис часто связан с синерезисом – дегидратацией, в подводных условиях, вызываемых различными причинами. Трещины усыхания связаны с удалением воды путем ее испарения, трещины синерезиса – с дегидратацией под действием уплотнения из-за веса вышележащего осадка, сейсмическими точками, изменения солености в гиперпикнальных потоках и пр. Процессы происходят в различных средах и условиях, в то же время обстановки формирования трещин усыхания и трещин синерезиса иногда отождествляются. Механизм «микродиапиризма, наложенного на трещины усыхания», вряд ли осуществим в природе, так как при заполнении трещин усыхания песчаным осадком по типу нептунических даек, должна присутствовать связь с перекрывающим осадком, а трещины синерезиса, заполненные инъекцией песка снизу (микродиапиризм под давлением) должны продолжаться в подстилающий слой. Также очевидны их различия как по среде, так и по механизму формирования.

Одна из причин дискуссионности интерпретации термина трещины усыхания состоит в сложившихся особенностях его использования. Если большинство терминов в литологии – описательные, двух- или трёхуровневые, описание отражает морфологию, структуру, масштаб и другие свойства, которые позволяют идентифицировать генезис и фациальную обстановку, то термин «трещины усыхания» – одноуровневый, однозначно определяет генезис и ограничивает фациальную обстановку областью осушения, не допуская иных толкований. Более корректным является использование термина трещины дегидратации с последующим уточнением – в результате какого процесса она произошла – осушения или синерезиса.

Литература:

1. Маслов А.В. «Сверхмелководные осадочные» комплексы в разрезах рифея Южного Урала. Литология и полезные ископаемые, 1989. №2. С. 28–42.
2. Маслов А.В., Крупенин МТ. Геология рифея и рудные объекты северо-востока Башкирского мегантиклинория (Уральские геологические маршруты. Вып. 1). Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, УГГГА, 1999. 105 с.
3. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Отв. ред. А.В. Маслов. Том IV Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. 103 с.

4. Lee D.-C., Byun U.H., Kwon Y.K., Keehm Y., Jeong G.Y., Yi K. Manchuriophycus-like elliptical cracks in thin mudstones intercalated with lacustrine sandstone: Intrastratal crack formation in water-saturated sediments. *Sedimentary geology*, 2020. T.408, p.1-10. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2020.105769/>
5. Plummer, R. S., Gostin, V.A., Shrinkage cracks: desiccation or synaeresis. *J. Sediment. Petrol.* 1981. 51, 1147-1156.
6. Pratt B. R. Syneresis cracks: subaqueous shrinkage in argillaceous sediments caused by earthquake-induced dewatering. *Sedimentary Geology* 117 (1998) p.1–10.

ОГРАНИЧЕНИЯ ПРИ АНАЛИЗЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗЕРЕН В ПЕСЧАНИКАХ И АЛЕВРОЛИТАХ С ЦЕЛЮ РЕКОНСТРУКЦИИ ОБСТАНОВОК СЕДИМЕНТАЦИИ

О. Ю. Мельничук*, М. Г. Ткачёв
Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург
*E-mail: o.u.mrlnichuk@gmail.com

Ключевые слова: анализ распределения зёрен, фации.

Гранулометрический анализ обломочных пород в шлифах представляет собой неотъемлемую часть камеральных работ при комплексных фациальных и/или петрофизических исследованиях, так как его использование позволяет уточнить характеристики литологических типов пород, выявленные при полевых работах с обнажениями либо керновым материалом. Принимая во внимание тот факт, что особенности структуры (и не только) кластолитов во многом зависят от условий их отложения из потоков и возможного последующего переотложения, например, волнениями, весьма заманчивой выглядит идея реконструкции обстановок седиментации с использованием гранулометрических характеристик, в особенности песчаников и алевролитов. Однако эта процедура не лишена некоторых нюансов, не учитывая которые, исследователь имеет возможность произвести недостоверную интерпретацию полученных данных.

Некоторое недопонимание может возникнуть практически сразу, при подсчёте диаметра зёрен (в количестве не менее 300 штук) в шлифах: каким образом это делать? Как правило, если исследователь желает воспользоваться принципом актуализма, то есть сравнивать свой объект с современными рыхлыми отложениями, то необходимо измерять короткую ось зёрен. При таком подсчете результаты будут более близкими (но все же отличными) к таковым при ситовании или лазерной дифракции, которые используются при изучении современных образований. В дополнение, следует учитывать, что при изготовлении шлифов происходит срезание зёрен в разных

плоскостях и, как правило, их диаметр при этом уменьшается, отличаясь от истинного. Иными словами, полученный результат (в мм либо в делениях мерной линейки) необходимо помножить на коэффициент срезания, который по различным оценкам составляет от 1.27 до 1.318 (см. обзоры в работах [1, 2]). Более того, в случае зёрен эллипсоидальной формы истинный номинальный диаметр зерна D_{mm} следует рассчитывать по формуле:

$$D_{mm} = (a'_{mm} \times b'_{mm})^{1/2} + 0.4 \times (a'_{mm} - (a'_{mm} \times b'_{mm})^{1/2})^2,$$

где a' и b' – измерения длинной и короткой оси зерна, соответственно, помноженные на коэффициент срезания 1.318 [2].

Следующий этап исследований заключается в рассмотрении основных численных характеристик полученной выборки (в мм либо, например, в единицах $\varphi = -\log_2 D_{mm}$) и анализе распределения зёрен по фракциям применяемой гранулометрической шкалы. Как правило, при наличии современного программного обеспечения нет необходимости вручную снимать с графиков эти характеристики. Тем не менее, многие из них – медиана, среднее значение, коэффициент сортировки, асимметрии, эксцесса – могут быть рассчитаны как минимум 2–4 способами с использованием квантилей [3, 4]. Следует подчеркнуть, что некоторые из этих уравнений, например, коэффициент сортировки П.Д. Траска ещё 50–60 лет назад были признаны устаревшими (см., например, [3, 4]). В целом, считается, что чем большее количество квантилей включает в себя та или иная формула, тем более надёжной в итоге является получаемая метрика [4].

Увы, применение комбинации гранулометрических характеристик для идентификации генетических типов отложений либо фаций на глобальном уровне, как правило, малоинформативно по нескольким причинам, изложенным в [1, 4]. Во-первых, одинаковый режим волнения и одинаковые скорости течений могут встречаться в разных обстановках морского, аллювиального или озёрного происхождения. Во-вторых, разные гидродинамические режимы могут встречаться в пределах одной обстановки седиментации. В-третьих, при такого рода реконструкциях невозможно учесть фактор унаследованности фракционного состава терригенных образований от пород, которые уже запечатлели в себе некую гидродинамику среды и затем вновь подверглись эрозии и отложению.

На практике всё это нередко приводит к тому, что фигуративные точки проб какой-либо конкретной выборки занимают разные поля на диаграммах, построенных с использованием пары параметров (например, «асимметрия–эксцесс», «1% квантиль–медианный диаметр»). Использование трёх моментов (например, сортировки, асимметрии и эксцесса) одновременно несколько улучшает диагностику (см. [5]), но в целом не решает проблему идентификации отложений.

Принимая во внимание все перечисленные выше недостатки интерпретации гранулометрического облика отложений как самостоятельного индикатора генетических типов и фаций, отметим, что с определенным успехом и относительно сложным комплексом математических методик (анализа главных компонент в сочетании с кластерным анализом и моделированием конечных членов) распределение зёрен отложений по фракциям всё же может быть использовано как основной, а не косвенный индикатор обстановок седиментации, но для небольших по мощности и площади распространения осадочных систем. Например, для колонок осадка толщиной в до 10 м с целью диагностики четвертичных эстуариевых [6] и низкоэнергетических речных обстановок участка одной речной системы [7]. Подобные факты, как будто бы являются подтверждением, высказывания С.И. Романовского [4, с. 191] о том, что «перспективным представляется седиментологический этап фациальных исследований, когда конкретный эмпирический тип распределения частиц по размерам является следствием конкретной же седиментологической модели, из которой он вытекает, поскольку в данном случае в модель могут быть включены значения определенных характеристик среды (скорости течения, коэффициенты турбулентности и т. п.), существенно влияющие на механизм седиментации в исследуемом бассейне». Вполне вероятно, что использование метода главных компонент в совокупности с кластерным анализом для анализа распределения зёрен по гранулометрическим классам и оценки подобия кривых гранулометрических типов может быть с определенным успехом использовано в масштабах таких же небольших по объёму осадочных систем, что приведены выше. Например, отдельных пачек или даже толщ в составе свиты, но не без учета всех перечисленных выше правок и ограничений при работе со сцементированными образцами.

Исследования проведены в рамках госзадания ИГГ УрО РАН (номер госрегистрации темы 123011800013-6).

Литература:

1. Рухин Л.Б. Основы литологии. Изд-е третье, перераб. и доп. Л.: «Недра», 703 с.
2. Johnson M. R. Thin section grain size analysis revisited // *Sedimentology*. 1994. V. 41. P. 985–999.
3. Folk R.L. A review of grain-size parameters // *Sedimentology*. 1966. V. 6. P. 73–93.
4. Романовский С.И. Седиментологические основы литологии. Л.: Недра, 1977. 408 с.
5. Боровко Н. Г., Боровко Н. Н. О гранулометрическом анализе песков и способах обработки его данных. Труды ВСЕГЕИ, 1967. Т. 110. С. 231–242.
6. Flood R.P., Orford J.D., McKinley J.M., Roberson S. Effective grain size distribution analysis for interpretation of tidal–deltaic facies: West Bengal Sundarbans // *Sedimentary Geology*. 2015. V. 318. P. 58–74.
7. Duquesne A., Carozza J.-M. Improving Grain Size Analysis to Characterize Sedimentary Processes in a Low-Energy River: A Case Study of the Charente River (Southwest France). *Applied Sciences*. 2023. V. 13. P. 8061.

МНОГОУРОВНЕВЫЕ ТИПИЗАЦИИ ПОРОД: МЕТОДИКА И ОБЛАСТЬ ПРИМЕНЕНИЯ

В. Д. Немова
ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг», Москва
E-mail: Varvara.Nemova@lukoil.com

Ключевые слова: литотипизация, проблемы сопоставления результатов, породы-коллекторы, геологическое моделирование, петрофизические исследования.

Введение. В современной геологии в части специализации встречаются две крайности, либо специалист относит себя к широкому профилю, включающему максимально большой спектр специализаций, либо, напротив, максимально сужает область своих компетенций, используя буквально один метод работы. Особенно часто последнее явление встречается в крупных компаниях, где сотрудник ассоциируется с конкретной выполняемой им функцией. В таком случае неизбежно возникает проблема стыковки данных, полученных разными специалистами в рамках одного проекта. Каждый сотрудник выполняет собственное исследование и в виде отчета передает его результаты дальше по цепочке, в результате может быть утеряна критически важная информация. Следующий сотрудник, не являясь заказчиком предыдущего этапа, а следовательно, не может повлиять на его качество.

В части литологических исследований, трудоемких, длительных и несущих в себе крайне важные выводы для всего проекта, предлагается не останавливаться на классическом описании пород и шлифов, и даже не на внесении всех данных в унифицированные таблицы, с которыми крайне сложно работать, а пойти дальше и после литотипизации пород для каждого объекта разрабатывать собственную многоуровневую типизацию [1], задачей которой будет передача информации от литолога к специалистам интерпретаторам дистанционных методов исследований (ГИС, сейсморазведка), модельерам, геологоразведчикам, специалистам по подсчету запасов, разработчикам и др.

Методика составления многоуровневой типизации пород. Ключевой этап работы литолога – составление литологической типизации исследуемых отложений, которая позволяет на основе различий минерально-компонентного состава и структурно-текстурных особенностей пород разделить их на группы, для дальнейшей системной обработки информации. Литотипизация позволяет упростить и ускорить описание всего объема пород, провести литогенетический и стадийный анализы, разработать детальную схему формирования изучаемой толщи и преобразований ее пород в литогенезе. Единственным недостатком литотипизации является ее масштаб: корректно определенные литотипы нельзя различить на каротажных кривых, это самый детальный

СЕКЦИЯ «ЛИТОЛОГИЯ» МОСКОВСКОГО ОБЩЕСТВА ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ (МОСКВА, 2026)

уровень исследований горных пород, поэтому литотипы невозможно использовать для построения геологической модели, подсчета запасов, планирования разработки и др.

Чаще всего литологические исследования завершаются именно на этом этапе, оставляя бесценную информацию о строении, генезисе и процессах трансформации емкостного пространства пород практически недоступной для смежных специалистов внутри отчетов огромного объема. Чтобы исключить такую ситуацию литологу рекомендуется дважды провести укрупнение литотипов (Рисунок).

		ЛИТОТИПЫ	ГРУППЫ ЛИТОТИПОВ	КЛАССЫ ПОРОД
Выделяются в шпифах		с опорой на РФА, РСА, данные пироллиза.	при объединении литотипов	при объединении групп литотипов
Различаются		по минеральному составу, содержанию ОВ, структурно-текстурным особенностям, генезису пород	по генетическим признакам , структурно-текстурным особенностям, содержанию органического вещества	по структурно-текстурным особенностям пород , содержанию органического вещества; способность отдавать нефть в скважину
Научная значимость		литогенетический и стадильный анализы - восстановление условий осадконакопления и вторичных процессов	для литогенетического анализа - восстановление условий седиментации и этапности развития бассейна; обоснование морфологии геологических тел	выявление цикличности строения разреза толщи
Выделяются по кривым ГИС		не выделяются	выделяются	выделяются уверенно
Практическое значение:	для обоснования концепции строения	формирование детальной геологической концепции строения	обобщенная концепция строения свиты, позволяющая контролировать результат 3Д-моделирования	на уровне циклов осадконакопления (+ техноморфизм)
	для трехмерного геологического моделирования строения	литотипы невозможно использовать напрямую при геологическом моделировании из-за различия в масштабе методов исследований	участвуют в межскважинной корреляции; построении зависимостей необходимых для моделирования параметров типа «керна-керна», «керна-ГИС»	на основе распределения классов пород в разрезах скважин строится куб "литологии" (коллектора)

Рисунок. Ключевые характеристики, способ выделения и практическая значимость подразделений многоуровневой типизации пород.

Объединение литотипов в группы рекомендуется проводить с учетом генетических признаков, определяющих структурно-текстурные особенности пород. Логично, что породы одного генезиса будут формировать геологические тела определенной морфологии, что является крайне важным свойством для интерпретации, например данных сейсморазведки. На этапе объединения литотипов в группы важно следить за тем, чтобы группы литотипов были различимы на каротажных кривых, что позволит передать информацию о свойствах и строении объекта исследований от литолога петрофизику. Это будет полезно и для обоснования межскважинной корреляции, построении зависимостей, необходимых для геологического моделирования строения продуктивных тел.

Объединение групп литотипов в классы пород рекомендуется проводить по принципу коллектор-неколлектор. Здесь важно работать в паре с петрофизиком, который на основе промысловых данных, качественно определит интервалы пород, способных отдавать флюид в скважину, то есть коллекторов. Именно в этих «терминах» производится построение цифровых трехмерных геологических моделей, которые ложатся в основу моделирования залежей углеводородов (УВ), подсчета запасов УВ, планирования геологоразведки и разработки продуктивных объектов.

Выводы. Необходимо отметить важность в эпоху поголовной цифровизации качественной специализации современных исследователей. Качество литологических исследований по-прежнему имеет критическое значение для поиска и разведки сложнопостроенных залежей углеводородов в осадочном чехле. Многоуровневые литологические типизации пород могут быть инструментом взаимодействия специалистов в мультидисциплинарных командах.

Литература:

1. Немова В.Д. Многоуровневая литологическая типизация пород баженовской свиты // Нефтяное хозяйство. 2019. №8. С.13–17.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОДЕКС: ДИСКУССИЯ ПО ВОПРОСУ НА ПРИМЕРЕ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД

Ю. В. Ростовцева
Геофизический центр РАН, Москва
E-mail: yu.rostovtseva@gcras.ru

Ключевые слова: литологический кодекс, обломочные породы, гранулометрическая классификация, вещественные диаграммы.

В настоящее время разработаны и рекомендованы к использованию стратиграфический, петрографический, тектонический и металлогенический (минерагенический) кодексы России. В петрографическом кодексе рассматриваются единые правила наименования и описания магматических, метаморфических и метасоматических горных пород. Подобного кодекса для осадочных образований, занимающих $\frac{3}{4}$ поверхности Земли и содержащих значительную часть полезных ископаемых, до сих пор не существует. Таким документом могла бы быть монография большого коллектива авторов «Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов» под редакцией В. Н. Шванова, В. Т. Фролова, Э. И. Сергеевой и др. [1], вышедшая в 1998 году и получившая в самом начале большую известность и признание, но, к сожалению, эта работа даже «неофициальным» кодексом так и не стала. Некоторые литологи даже не знают об издании этого труда. Имеются разные мнения по поводу создания литологического кодекса. Часть ученых считает, что установленные правила

сдерживают творческую научную инициативу, а многим другим исследователям трудно сопоставить полученные данные с результатами других специалистов из-за разницы методических подходов и понимания терминологии. Дискуссии о выборе тех или иных классификаций, использование которых часто связано с традициями обучения в том или ином ВУЗе, обычно занимают больше времени, чем обсуждение самих полученных данных. Создание кодекса становится необходимым для унификации изучения осадочных пород. Проблемы, возникающие при отсутствии общепринятых стандартов, хорошо видны на примере исследований обломочных пород. На некоторых из них хотелось бы более детально остановиться.

Деление обломочных пород на группы (рода по В. Н. Шванову) по размеру зерен отечественными литологами проводится по-разному. В известных ВУЗах страны, например таких как Томском политехническом университете, Казанском федеральном университете, Пермском государственном университете, РГУ нефти и газа имени И. М. Губкина и др., а также в ряде нефтяных компаний и институтов РАН граница между песчаными и алевритовыми образованиями проводится по 0.1 мм. В других организациях, в числе которых Уральский государственный горный университет, Санкт-Петербургский государственный университет, Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе и МГУ имени М. В. Ломоносова эта граница отвечает 0.05 мм. В результате литологи страны разновидность обломочных пород с преобладанием зерен 0.05–0.1 мм в одном случае относят к алевролитам, в другом – к песчаникам. Подобное различие в классификациях становится уже методически критическим и требует отдельного рассмотрения.

Согласно О. В. Япаскурту [2], классификационный рубеж между песчаными и алевритовыми образованиями равный 0.1 мм сложился исторически при первоначальном использовании геологами удобной для запоминания десятичной схемы ранжирования обломочных пород. Однако, как известно, процессы в природе не подчиняются формализованной систематике, и механическая дифференциация реализуется по собственным законам. По В. Т. Фролову [3], понимание алевролитов в границах 0.1–0.01 мм является неудачным, так как соединяет фракции (0.1–0.05 и 0.05–0.01 мм) резко отличающиеся физическими и часто минералогическими свойствами. Перенос и накопление осадочных компонентов меняются скачкообразно, а не по «установленным» рубежам. При обобщении результатов около 930 гранулометрических анализов Р. Вольфом было выявлено наличие дефицита размерных фракций в пределах 0.03–0.06 и 1.41–4.0 мм свидетельствующего, что алевритовые, песчаные и псефитовые накопления представляют собой самостоятельные распределения в общей совокупности зернистых образований. Б. Н. Котельниковым, Г. Ф. Рожковым и другими учеными был подтвержден дефицит вблизи размера зерен 0.05 мм, что делает этот рубеж установленным эмпирически [1].

Необходимо также отметить, что в зарубежной классификации обломочных пород граница между песчаными и алевроитовыми образованиями соответствует 0.0625 (0.063) мм, что более сопоставимо со значением 0.05 мм, а не 0.1 мм, которые используются в качестве рубежных в нашей стране.

Во многом подобная дискуссия имеется по поводу разграничения псаммитовых и псефитовых пород. Верхний предел (хотя бы ориентировочный) размера обломков псефитов в классификациях обычно (по непонятным причинам) не отмечается. Согласно В. Т. Фролову [3], верхняя гранулометрическая граница обломочных пород отвечает ~20 м. В алевролитах выделяют как три, так и два гранулометрических типа.

Имеются разночтения при выделении петротипов обломочных пород. И, хотя Р. Фолком было отмечено, что идеальной вещественной классификации песчаников не существует и никогда не будет, общепринятым в отеческой литологии и за рубежом является применение треугольной диаграммы для определения состава псаммитов. При этом пески и песчаники рассматриваются как смесь трех основных компонентов: кварца (Q), полевых шпатов (F) и обломков пород (L). Внутри треугольной диаграммы выделяются поля, соответствующие петрографическим видам песчаных пород. Отличия подобных треугольных диаграмм заключаются в принципах выделения внутри них полей, вариативностью подсчетов и в использовании в них дополнительных компонентов. В большинстве треугольных диаграмм поля выделяются геометрически прямыми линиями, отделяющими содержания кристалло- и литокластов в 5 % или 10 %, 25 %, 50 %, 75%, 90% или 95%. В классификационной схеме В. Д. Шутова [4] поля обособлены на основе сгущения точек несколько тысяч конкретных анализов вещественного состава песчаников гранулометрически однотипных, но взятых из осадочных толщ, приуроченных к различным тектоническим структурам и разных по возрасту. В этой классификации выделение полей обосновано эмпирически. В данной схеме, как и при использовании диаграммы В. Н. Шванова, подсчеты проводятся без учета дополнительных компонентов, что не всегда соблюдается всеми литологами. Целым рядом исследователей в разное время предлагалось в содержание вершины, отвечающей концентрации полевых шпатов, включать также количество обломков гранитоидов или слюды, вместе с кварцем учитывать содержание обломки кремней и кварцитов и т. д. В результате всего этого разнообразия в работах отечественных специалистов стали появляться общеизвестные треугольные диаграммы, включая схему В. Д. Шутова, так или иначе отличающиеся от первоначально предложенных их вариантов. Интересным фактом также является и то, что в отечественных диаграммах вершина, отвечающая 100% содержанию полевых шпатов, располагается в правом, а в зарубежных – в левом углу.

В классификации Ф. Петтиджона (1981) предлагается наряду с оценкой трех основных компонентов песчаников рассматривать глинистый заполнитель (матрикс) в качестве четвертого параметра, позволяющего породы разделять на арениты и вакки. Во

многим подобный подход, учитывающий наличие или отсутствие первичной илистой составляющей, использован также в зарубежных классификациях карбонатных пород, разработанных Р. Фолком и Р. Данхэмом.

За рубежом при подсчете вещественных компонентов песчаных пород широко применяется метод Гацци-Дикинсона, при котором помимо учета кристаллокластов подсчет минералов (крупнее 0.03–0.0625 мм) производится также в пределах крупных литокластов. Так, крупный обломок гранита будет рассмотрен как отдельные зерна кварца, полевого шпата и слюды.

Этот метод позволяет проводить сопоставления количественных данных по образцам песчаных пород с разным размером зерен. Имеются рекомендации проводить подсчеты по унифицированным шаблонам, что не является общепринятым среди отечественных специалистов.

Существуют следующие некоторые вариации подсчетов по трем вершинам: $Q=Q_m$ или $Q=Q_m+Q_p$ или $Q=Q_m+Q_p+\text{кремень}$; $F=Kfs+Pl$ или $F=Kfs+Pl+\text{слюда}$ или $F=Kfs+Pl+\text{обломки гранитоидов (Lp)}$; $L=L_v+L_m+L_s$ или $L=L_v+L_m+L_s+L_p$ или $L=L_v+L_m+L_s+L_p+\text{слюда}$. Обсуждение вопросов по дальнейшему совершенствованию треугольной диаграммы, позволяющей типизировать песчаники по вещественному составу, изложены в статье Е. Гарзанти [5], где даже предлагается отказаться от терминов «аркоз» и «граувакка».

При таком многообразии подходов и классификационных схем важным является наличие экспертных рекомендаций по унификации изучения обломочных пород. Для дальнейшего развития литологии как научного направления требуется разработка методических рекомендаций по целому ряду вопросов, излагающих принципы систематики и классификации осадочных пород с разбором как их исторического возникновения, так и с рассмотрением современных и передовых представлений.

Работа выполнена в рамках государственного задания Геофизического центра РАН, утвержденного Минобрнауки России (№ 075-00444-26-00).

Литература:

1. Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов / Под ред. В.Н. Шванов, В.Т. Фролов, Э.И. Сергеева и др. СПб.: Недра, 1998. 352 с.
2. Япаскурт О.В. Литология: учебник для студ. высш. учеб. заведений. М.: Издательский центр «Академия», 2008. 336 с.
3. Фролов В.Т. Литология. Кн. 2: Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1993. 432 с.
4. Шутов В. Д. Классификация песчаников // Литология и полезные ископаемые, 1967. № 5. С. 86–103.
5. Garzanti E. Petrographic classification of sand and sandstone // Earth-Science Reviews, V. 192. 2019. 545–563. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.12.014>.

ГЛАУКОНИТ: ОТ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО ИНДИКАТОРА К ФУНКЦИОНАЛЬНОМУ МИНЕРАЛЬНОМУ МАТЕРИАЛУ

М. А. Рудмин

Томский политехнический университет, Томск

E-mail: rudminma@tpu.ru

Ключевые слова: глауконит, диагенез, эволюция, применение, минеральные материалы.

Глауконит относится к числу наиболее узнаваемых, но терминологически сложных минералов осадочной геологии. Первые употребления термина связаны с работами А. Броньярта 1823 г., где использовалась форма «la glauconite», и К. Кеферштейна 1828 г., где встречается форма «glaukonit». Уже в ранней истории изучения термин имел двойственную природу. Он мог обозначать зеленые зерна в осадочных породах как морфологический объект, но постепенно стал использоваться и как название конкретного минерала. Эта двойственность сохраняется до настоящего времени и остается источником разночтений в литологических описаниях. С. Г. Макрей специально подчеркивал [1], что «морфологический глауконит» и «минерал глауконит» не являются полными синонимами: не каждое зеленое зерно состоит только из глауконита-минерала, а сам минерал может встречаться не только в форме глобул и пеллет.

Терминологически важно разделять морфологический, минералогический и литологический уровни описания. Термин «глауконит» в строгом минералогическом смысле следует использовать для K-Fe-содержащего диоктаэдрического слоистого филлосиликата группы слюд с дефицитом межслоя [2, 3]. Согласно номенклатуре [3], положение глауконита определяется сочетанием K в межслое, Fe в октаэдрической сетке и тетраэдрического Al. При этом современные структурные данные показывают, что зрелый глауконит не всегда следует рассматривать как идеальный «чистый» минерал [4, 5].

Геологическое значение глауконита во многом связано с его положением в осадочных отложениях [6–8]. Он традиционно рассматривается как индикатор морского осадконакопления, низких скоростей седиментации, длительного пребывания зерен у границы вода-осадок и раннего диагенеза. Наиболее часто глауконитовые горизонты связаны с трансгрессивными интервалами, поверхностями затопления, конденсированными разрезами и зонами перерывов осадконакопления. Однако наличие глауконита само по себе не является признаком конкретного трансгрессивно-регрессивного цикла. Для стратиграфической интерпретации необходимо учитывать распределение зерен, степень их зрелости и генетическое положение: автохтонное, параавтохтонное или аллохтонное [7].

Вопрос о температурном режиме глауконитообразования остается дискуссионным. Представление о глауконите как прямом индикаторе холодноводных условий является упрощением. Современные и древние примеры показывают, что фанерозойские глаукониты преимущественно формируются в шельфовых морских обстановках, но не ограничивается одним температурным диапазоном [8, 9].

Геохронологическое и геохимическое значение глауконита связано с высоким содержанием K и Rb, а также с его ролью в аутигенезе «зелёных» глин. K-Ar и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование автохтонного глауконита может уточнять возраст трансгрессивных и конденсированных интервалов, но требует контроля зрелости, переотложения, смешанослойности и наложенных изотопных изменений [10]. Перспективным направлением в современное время стало *in situ* Rb-Sr датирование методом ЛА-ИСП-МС, которое позволяет выявлять возрастную неоднородность внутри минеральных зёрен [10].

В прикладном аспекте в глауконите сочетаются ионообменные способности, сорбционная активность, развитая многоуровневая пористость, водоудерживающие свойства, устойчивая глобулярная морфология и способности к модификации [11]. Глауконит и глауконитовые породы рассматриваются как сырьё для разных направлений: водоочистки и сорбции загрязнителей, удаления тяжелых металлов и радионуклидов, фильтрующих загрузок, минеральных пигментов, наполнителей композитов, почвенных мелиорантов и агроминеральных материалов.

Наиболее активно в последние годы развивается агрономическое направление использования минерала. Глауконитовые пески и концентраты рассматриваются как нетрадиционные минеральные удобрения или сырьевые источники для получения калийных солей. Современный этап связан с переходом от прямого внесения природного минерала к функциональным композитам. Химическая или механохимическая обработка глауконита растворами с питательными веществами показывает возможность их сорбции в межслоевые и поровые области минерала [12]. Такие нанокompозиты содержат доступный K и показывают ступенчатую кинетику высвобождения питательных веществ [13]. К примеру, аммоний-глауконитовые нанокompозиты развивают этот подход на молекулярном уровне [14]. Комплекс аналитических методов, экспериментов и молекулярной динамики показал, что удержание аммония контролируется внутри- и внешне-сферными комплексами на базальных плоскостях глауконита, водородными связями и структурой межфазной воды [14]. Геологическое происхождение, зрелость, смешанослойность, пористость и кристаллохимия глауконита напрямую определяют его функциональные свойства.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант № 22-77-10002-П).

Литература:

1. McRae S.G. Glauconite // Earth-Science Reviews. 1972. Vol. 8, № 4. P. 397–440.

2. Drits V.A.A. et al. Isomorphous Cation Distribution in Celadonites, Glauconites and Fe-illites Determined by Infrared, Mössbauer and EXAFS Spectroscopies // *Clay Minerals*. Cambridge University Press, 1997. Vol. 32, № 2. P. 153–179.
3. Rieder M. et al. Nomenclature of the micas // *Canadian Mineralogist*. 1988. Vol. 36. P. 905–912.
4. López-Quirós A. et al. New insights into the nature of glauconite // *American Mineralogist*. 2020. Vol. 105, № 5. P. 674–686.
5. Baldermann A. et al. The role of Fe on the formation and diagenesis of interstratified glauconite-smectite and illite-smectite: A case study of Lower Cretaceous shallow-water carbonates // *Chemical Geology*. Elsevier, 2017. Vol. 453. P. 21–34.
6. Николаева И.В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977. 323 p.
7. Amorosi A. Glaucony and sequence stratigraphy: a conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences // *Journal of Sedimentary Research B: Stratigraphy & Global Studies*. 1995. Vol. B65, № 4. P. 419–425.
8. Banerjee S., Bansal U., Vilas Thorat A. A review on palaeogeographic implications and temporal variation in glaucony composition // *Journal of Palaeogeography*. 2016. Vol. 5, № 1. P. 43–71.
9. López-Quirós A. et al. Glaucony authigenesis, maturity and alteration in the Weddell Sea: An indicator of paleoenvironmental conditions before the onset of Antarctic glaciation // *Scientific Reports*. Nature Publishing Group, 2019. Vol. 9, № 1. P. 13580.
10. Löhr S.C. et al. Origin and Significance of Age Variability in the Glauconite Reference Material ^{GL}-O: Implications for In Situ Rb-Sr Geochronology // *Geostandards and Geoanalytical Research*. 2024. № 1. P. 1–20.
11. Dasi E., Rudmin M., Banerjee S. Glauconite applications in agriculture: A review of recent advances // *Applied Clay Science*. 2024. Vol. 253. P. 107368.
12. Rudmin M. et al. Intercalation of carbamide to globular glauconite by chemical processing for the creation of slow-release nanocomposites // *Applied Clay Science*. Elsevier, 2023. Vol. 243. P. 107075.
13. Rudmin M. et al. Glauconite-Urea Nanocomposites As Polyfunctional Controlled-Release Fertilizers // *Journal of Soil Science and Plant Nutrition*. Springer, 2022. Vol. 22, № 4. P. 4035–4046.
14. Tararushkin E. et al. Experimental and computational insights into nitrogen retention and controlled release in glauconite-based nanocomposites // *Journal of Molecular Liquids*. 2026. Vol. 448. P. 129359.

ПРОБЛЕМЫ ЛИТОЛОГИЧЕСКОЙ ТЕРМИНОЛОГИИ И КЛАССИФИЦИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

М. А. Тугарова^{1*}, М. В. Платонов²

¹ ВСЕГЕИ им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург

² СПбГУ, Санкт-Петербург

*E-mail: Marina_Tugarova@karpinskyinstitute.ru

Ключевые слова: литология, осадочные породы, классифицирование, термины.

Неоднозначность геологических терминов – это проблема, которая проявляется в многозначности, множественности терминов для обозначения одних и тех же объектов, неопределённости их значений и неоднородности терминологических систем. Литологическая терминология по своей неоднозначности опережает многие геологические дисциплины. Это связано как со сложностью и многообразием осадочных процессов, так и с их результатом – осадочными породами, характеризующимися широким спектром составов и структур.

В одной из своих статей В. Г. Кузнецов справедливо замечает, что «опыт многих терминологических дискуссий показывает, что «... терминологические споры, как правило, оказываются беспредметными, хотя и не бесполезными...» [1, с. 41]. Возвращение к терминологической дискуссии в данной публикации связано с нарастающими проблемами в прикладной геологии, в частности в нефтегазовой отрасли, которая использует большую базу литологических данных для построения концептуальных и 3D моделей, на основе которых строится как стратегия геологоразведочных работ, так и дизайн разработки месторождений.

В настоящее время заметно несколько тенденций в обозначении осадочных пород: (1) упрощение названий; (2) смешение отечественной и западной терминологии; (3) использование названий, предлагаемых нейросетями. Одновременно с этим, породы, вскрываемые новыми скважинами на больших глубинах, демонстрируют все большее усложнение составов и структур. Таким образом, с одной стороны оптимизация и примитивизация в названии осадочных пород, а с другой стороны, усложнение геологическим объектам. Как результат – ложные генетические построения и ошибки в геологических моделях.

Последняя фундаментальная работа, посвященная классифицированию осадочных пород «Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов» была издана в 1998 г. [2]. Авторы справедливо отмечали, что единая классификация осадочно-породных образований по своему содержанию должна служить базовой многоцелевой системой знаний. Именно такой неформальный и строгий таксономически, терминологически и номенклатурный подход к систематике осадочных пород позволяет создать фундаментальную литологическую основу.

Вышеупомянутая систематика основана на единственно возможном структурно-вещественном подходе к классифицированию осадочных пород, а именно на выделение структурных семейств, родов и надклассов, и классов по минеральному составу. Структурно-вещественный подход к классифицированию осадочных пород пришел на смену так называемым генетическим или в общем эклектическим классификациям и был осознан и принят ведущими российскими литологами в 80-е годы 20-го века, что и отразилось в большом числе соавторов «Систематики и классификации...» – ведущих литологов страны.

В общем в номенклатуре осадочных пород необходимо указывать структурные и минеральные признаки, что однозначно определяет любую разновидность породы, не дублирует их, не ведет к ложному пониманию состава породы и является основой для правильной интерпретации их генезиса.

Базовая классификация составлена для пород идиолитических, но, как было упомянуто выше, породные объекты часто представляют собой сложные разнородные системы – микститы. Даже чистые по минеральному составу известняки почти всегда имеют несколько структурных компонентов. Эти особенности, безусловно, утяжеляют названия, тем не менее необходимо придерживаться общей и унифицированной схемы их составления, чтобы не упустить важные особенности состава и строения. В общем случае номенклатурная последовательность терминов в названии может или должна выглядеть так: (1) примесь другого по отношению к основному минерального вещества; (2) структура форменных компонентов породы; (3) структура цемента/заполнителя; (4) минеральный состав породы; (5) название породы. Отдельные пункты могут выпадать из этой схемы для конкретных пород. Так, например, термин диатомит отражает и структуру, и минеральный состав породы. Если название слишком громоздко, то можно использовать только главные признаки породы и считать порообразующими компоненты, начиная с 3–5 % содержания, остальные могут быть вынесены в описание.

Математическая оптимизация и цифровизация названий в рамках структурно-вещественной классификации возможна и удобна с применением буквенно-числовых кодов, которые присвоены всем таксономическим подразделениям вплоть до уровня петрографического вида. Тогда названия пород даже очень сложных по строению и составу будут выглядеть как набор символов, обозначающих структуру и минеральный состав, к которым может быть прибавлено и их количественное содержание.

Развитие любых терминов и классификаций – это живой, непрерывающийся процесс. При этом очевидно, что следует стремиться к тому, чтобы он базировался на максимально объективных и, желательно, количественных параметрах. Многообразие современных аналитических методов в литологии позволяет использовать при определении пород числовые характеристики, которые, во-первых, снимают проблемы «фантазийных названий», а, во-вторых, создают базу данных для последующего цифрового моделирования. Именно такой подход позволяет проводить корреляцию

вещественно-структурных признаков пород с геохимическими, геофизическими и другими числовыми характеристиками, необходимыми для построения геологических моделей месторождений.

В целом, можно отметить две важные задачи, связанные с терминологией и классифицированием.

Первая – это сохранение и развитие фундаментальной базы литологических знаний, основанной на терминологии, которая оттачивалась десятилетиями и эволюционировала вместе с развитием представлений об осадочных породах и литогенетических процессах. Эта задача напрямую связана с повышением уровня геологического образования в ВУЗах. Вторая – технологическая, связанная с грамотным представлением и цифровым использованием всей совокупности объективных данных об экзолитах.

Литература:

1. Кузнецов В.Г. О некоторых терминах карбонатной седиментологии // Бюл. Моск. общ-ва испытателей природы. Отд. геол. 2002. Т. 77. Вып. 3. С. 41–47.
2. Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И. и др. Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов. СПб.: Недра. 1998. 352 с.

ВИЗУАЛЬНАЯ И ЦИФРОВАЯ ДИАГНОСТИКА ПЕСКОВ: НОВЫЕ УЧЕБНЫЕ ПОСОБИЯ КАФЕДРЫ НЕФТЕГАЗОВОЙ СЕДИМЕНТОЛОГИИ И МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ МГУ ИМЕНИ М. В. ЛОМОНОСОВА

Ю. А. Шевцова^{1*}, Н. В. Немченко¹, А. И. Тарасов², О. В. Хотылев¹

¹ МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва

² Институт мерзлотоведения имени П. И. Мельникова СО РАН, Якутск

*E-mail: shevtsovayulia25@mail.ru

Ключевые слова: учебно-методическое пособие, коллекция песков Г. Ф. Крашенинникова и В. Т. Фролова, электронный ключ «Минералы тяжелой фракции под бинокуляром».

Предлагаемые учебно-методические пособия предназначены для изучения рыхлых обломочных осадочных пород (псаммитовых и алевритовых разностей). Основной целью является формирование у обучающихся профессиональных компетенций в области макро- и микроскопической диагностики, анализа вещественного состава и генетической интерпретации терригенных отложений [1, 2].

Актуальность разработки обусловлена необходимостью преодоления разрыва между теоретическими знаниями и практическими навыками студентов. Комплексный подход, сочетающий классические методы изучения с современными цифровыми технологиями, обеспечит высокую заинтересованность студентов XXI века и повысит степень усвоения материала.

За основу были взяты коллекции проб песков профессоров Г. Ф. Крашенинникова и В. Т. Фролова, которая была расширена за счет активного участия многих студентов и сотрудников факультета (Рисунок). Авторами была оформлена выставочная экспозиция, включающая образцы песка, изготовленные из них шлифы и фотографии под поляризационным микроскопом. Суммарно в коллекции собрано 128 проб песков с различных точек России, СНГ и зарубежья. Фотографии шлифов представлены в качестве презентации и печатного пособия.

Материалы способствуют формированию у студентов прикладных навыков диагностики компонентов рыхлых обломочных осадочных пород.



Рисунок. Коллекция песков пляжей России и мира, имеющаяся на кафедре нефтегазовой седиментологии и морской геологии МГУ имени М. В. Ломоносова.

Электронное пособие «Минералы тяжелой фракции под бинокляром» – это автономное приложение для ОС Android, предназначенное для диагностики минералов под бинокляром. Оно содержит оригинальный диагностический ключ, каталог из 81 минерала (характерных для россыпей и шлихов), микрофотографии, схемы кристаллов и справочные материалы. Пособие может быть использовано в образовательном процессе (бакалавриат и магистратура) для литологических и минералогических дисциплин, а также при выполнении лабораторных и научных работ.

Данное электронное пособие является эффективным инструментом-помощником для диагностики минералов, однако его полноценное и качественное использование невозможно без наличия у студента прочной теоретической и практической базы.

СЕКЦИЯ «ЛИТОЛОГИЯ» МОСКОВСКОГО ОБЩЕСТВА ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ (МОСКВА, 2026)

Основной метод диагностики базируется на последовательном определении физических свойств минералов, изучаемых под бинокулярным микроскопом [3, 4].

Подход включает несколько этапов:

1. Пробоподготовка: разделение материала в тяжелых жидкостях (бромформ или его нетоксичные аналоги) для выделения тяжелой фракции и магнитная сепарация (магнитом или магнитом Сочнева) для разделения минералов по магнитной восприимчивости.

2. Анализ признаков: визуальное и инструментальное определение комплекса свойств минеральных зерен:

Базовые: прозрачность, блеск, цвет, цвет черты, спайность, твердость, магнитность.

Специфические: люминесценция, штриховка на гранях.

3. Работа с ключом: пользователь последовательно выбирает наблюдаемые признаки, двигаясь от общих к частным. На основе выбора формируется список минералов со схожими свойствами, из которого, по подробным описаниям и фотографиям, можно определить итоговый минерал.

Таким образом, приложение выступает не как замена знаниям, а как структурированный определитель, который позволит студенту применить имеющуюся теоретическую базу на практике, сводя разрозненные наблюдения к конкретному минеральному виду. Без базовой подготовки работа с программой сведется к механическому перебору признаков, что неизбежно приведет к диагностическим ошибкам.

Разработанные методические пособия позволят провести комплексное исследование рыхлых обломочных пород, сравнить их с образцами в коллекции кафедры и определить вещественный состав тяжелой фракции под бинокуляром с помощью интерактивного ключа с физическими свойствами минералов. Внедрение и популяризация определителя позволит сформировать у обучающихся устойчивые навыки для дальнейшей самостоятельной работы с материалами курсовых, дипломных и научных работ. Предложенные материалы обеспечат не просто усвоение теоретической информации, а ее трансформацию в профессиональную компетенцию, необходимую для решения научных и прикладных задач в области геологии.

Благодарности. Авторы благодарят сотрудников кафедры нефтегазовой седиментологии и морской геологии Седаеву К. М., Карпову Е. В., Калмыкова Г. А., Трухину А. К. за существенный вклад в оформлении коллекции песков и реализацию методического пособия.

Литература:

1. Фролов В.Т. Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород. М., Издательство Московского университета, 1964. 311 с.
2. Крашенинников Г.Ф., Волкова А.Н., Иванова Н.В. Учение о фациях с основами

литологии. Руководство к лабораторным занятиям. М. Изд-во МГУ. 1988. 214 с.

3. Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород (с основами методики исследований). М., Высшая школа, 1984. 416 с.

4. Ляхович В.В. Акцессорные минералы горных пород. Учебное пособие. М., Недра, 1979. 269 с.





ЧАСТЬ ВТОРАЯ: ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ

ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТЕКОЛЬНЫХ ПЕСКОВ АПТА СЕВЕРО-ВОСТОКА ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

И. В. Андреенков
Воронежский госуниверситет, Воронеж
E-mail: aiv48@bk.ru

Ключевые слова: кварцевые пески, апт, Воронежская антеклиза

Кварцевые стекольные пески в Центрально-Черноземном регионе являются крайне дефицитным видом минерального сырья, месторождения которого пока не открыты, хотя предпосылки для этого имеются. Они связаны с глинисто-песчаными отложениями апта, довольно широко развитыми на северо-востоке Воронежской антеклизы (ВА) в пределах территории Липецкой области. Здесь имеется многие проявления кварцевых песков, но они относятся только к строительным, ряд месторождений которых разведан и эксплуатируются, но по качеству не соответствуют более ценным стекольным. Вместе с тем последние присутствуют в отдельных интервалах разрезов апта.

Аптские отложения ВА изучаются с прошлого века [1–3 и многие другие]. Они представлены отложениями континентальных, переходных и морских фаций, не выдержаны как в разрезах, так и по латерали. На изученной территории средние значения

мощностей варьирует от 20 до 30 м. Они понижены на ЮЗ до 15–20 м и повышены в центральной части до 30–35 м. Мощности зависят от неоген-четвертичного размыва, колеблясь от 0.5 до 62.6 м. Максимальные значения отмечаются на водораздельных участках.

Изучение аптских разрезов позволило выделить две толщи. Внизу залегают пески трансгрессивной мелководно-морской фации волчинской, вверху – пески регрессивной прибрежно-морской фации девицкой свит. Среди отложений каждой из них выделены прогнозно-перспективные площади на кварцевые пески в качестве строительных и возможно стекольных. Но для предполагаемых последних необходимо детальное изучение вещественного состава для выбора схем их обогащения.

Среди отложений прибрежно-морской фациальной зоны аптского яруса в разные годы выявлены Лев-Толстовский и Астаповский участки Лев-Толстовской, Куйманский и Ильинский участки Куйманской, Делеховский и Первомайский участки Волчинской, Сенцовский участок Сенцовско-Чириковской поисковых площадей. Среди мелководно-морской фациальной зоны Дубовецкий участок Дубовецкой, Большеверейский участок Большеверейской, прогнозно-перспективных площадей кварцевых песков.

Кварцевые пески прибрежно-морской зоны в среднем тонкозернистые, но в их кровле отмечается повышенное содержание фракции более 0.8 мм. Количество фракции менее 0.1 мм от подошвы к верхам полезной толщи плавно уменьшается, что свидетельствует о нарастании со временем гидродинамической активности водной среды формирования песков.

По морфологическим характеристикам кварцевые пески прибрежно-морской фациальной зоны имеют выдержанное строение, что благоприятствует отработке месторождений. В составе тяжелой фракции преобладают минералы титана и циркона, которые при обогащении стекольных песков могут также использоваться как попутные полезные ископаемые. Обнаруженные в песках мелкие алмазы и их минералы-спутники [4] могут свидетельствовать о наличии в источниках сноса кимберлитов.

Стекольные пески мелководно-морской фациальной зоны развиты лишь на юге и юго-западе Липецкой области, имеют различный гранулометрический состав и не выдержаны по качеству. Распределение фракции менее 0.1 мм от кровли к подошве носит спорадический характер. Качество природного содержания имеет широкий разброс от низкого до очень высокого. В морфологическом отношении полезная толща не всегда выдержана по мощности, что предусматривает локализацию отдельных наиболее перспективных для отработки участков.

Изучение вещественного состава отдельных проб кварцевых песков на стекольное сырьё в пределах прогнозно-перспективных площадей показало, что из мелководно-морских песков при стандартном обогащении можно получить марки С, ВС, ОВС. Однако пески из прибрежно-морской фации более качественные и подходят для марок ОВС и ООВС.

Литература:

1. Хожайнов Н.П. Фации аптской дельты / Литология терригенных толщ фанерозоя Воронежской антеклизы. Воронеж, 1979. С. 3–26.
2. Литология и фации донеогеновых отложений Воронежской антеклизы. А.Д. Савко, С.В. Мануковский, А.И. Мизин, В.Н. Бурькин, В.К. Бартенев, В.Ф. Бабкин, В.А. Огороков / Труды НИИ геологии ВГУ. Воронеж. 2001. Вып. 3. - 202 с.
3. Крайнов А.В., Горюшкин В.В. Минерально-сырьевая база стекольных песков Центрально-Черноземного района и перспективы ее развития // Воронеж. Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2017. №1. С. 90–95.
4. Савко А.Д., Шевырёв Л.Т., Ильяш В.В. Ассоциации минералов-индикаторов алмазоносности в осадочном чехле Воронежской антеклизы / Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. АК АЛРОСА (ЗАО). Якутское научно-исследовательское геологоразведочное предприятие ЦНИГРИ; Воронежский государственный университет. Воронеж, 2001. С. 423–433.

ЛИТОЛОГО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ ПЛАСТА БЗ-4 ТЭТЭРСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО ВЕНДА НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Ю. Е. Асадуллина*, К. Н. Чертина, А. В. Ульянова, В. В. Чертин
ООО «РН-Геология Исследования Разработка», Тюмень
*E-mail: yeasadullina@rn-gir.rosneft.ru

Ключевые слова: породы-коллекторы, петрофизический тип, усть-кутский горизонт, Непско-Ботубинская антеклиза.

В работе рассмотрены карбонатные породы продуктивного пласта БЗ-4 тэтэрской свиты даниловского горизонта немакит-далдынского яруса верхнего венда [1], отличающиеся высокой латеральной неоднородностью пустотного пространства, анализ которого необходим для прогнозирования зон с улучшенными фильтрационно-емкостными свойствами (ФЕС). Существующие и широко применяемые классификации пустот карбонатных пород (Choquette et Pray, 1970; Arve Lonoy, 2006; Lucia, 1999) позволяют сформировать общее представление о фильтрационно-емкостных характеристиках. Для более углубленного анализа коллекторских свойств и выявления литогенетических и петрофизических типов с улучшенными свойствами в таких сложных и недостаточно изученных объектах, как пласт БЗ-4, комплексировались генетические характеристики, распределение и размеры пустот.

Формирование продуктивного пласта БЗ-4 происходило во внутриматериковом мелководно-морском бассейне в условиях повышенной солености и высокоэнергетической среды с отсутствием выраженных барьерных элементов. Специфичность условий осадконакопления отразилась на вещественном

мономинеральном доломитовом составе пород и слабо отличающихся структурно-текстурных особенностях [2]. В связи с этим породы-коллекторы и неколлекторы обладают схожими признаками, что существенно усложняет их разграничение. Установлено, что породы-коллекторы пласта БЗ-4 связаны с зернистыми и органогенными структурами, объем которых суммарно составляет 53 % от объема всех пород. Зернистые структуры значительно преобладают над органогенными – 38 % (Рисунок 1). Поэтому основной генетический тип пустотного пространства в породах пласта БЗ-4 – межзерновые, межкристаллические и молдовые пустоты.

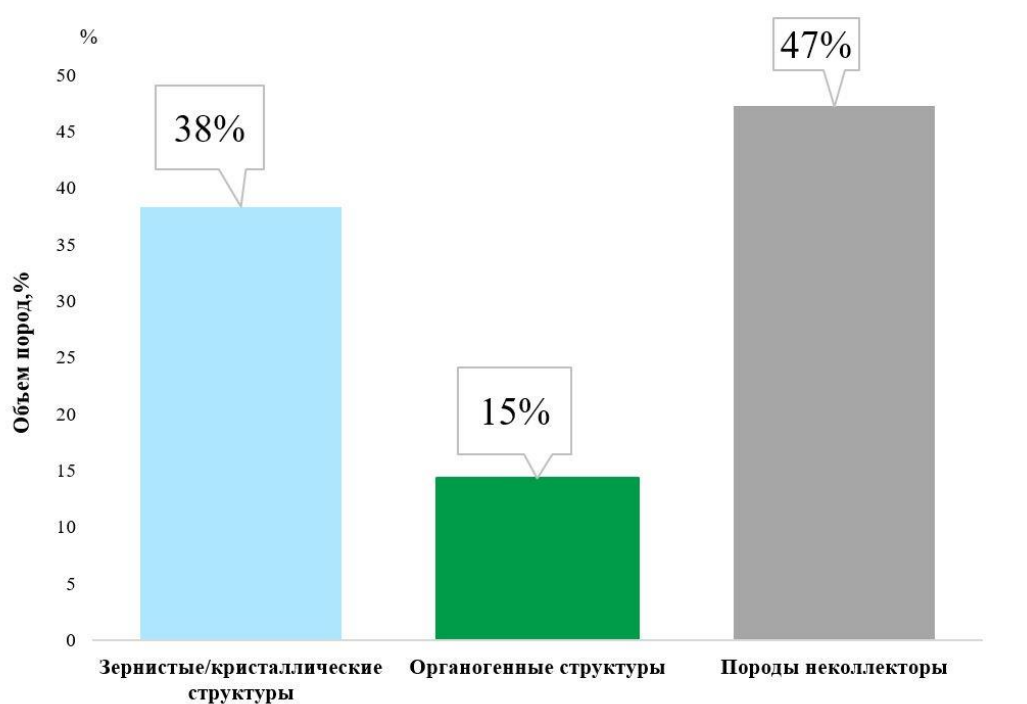


Рисунок 1. Гистограмма распределения структур пласта БЗ-4.

Для установления зависимостей между структурным фактором и коэффициентами пористости и проницаемости был сформирован перечень образцов, отражающих различие в минерально-структурном скелете пород, при этом приоритет отдавался породам без вторичных преобразований или с их минимальным проявлением. Для дифференциации фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) литотипы были объединены в петрофизические классы. Выделение петротипов основывалось на комплексной интерпретации данных минералогического, седиментологического, петрофизического, петрографического и геохимического анализов.

В ходе работы для пласта БЗ-4 было выделено 9 петрофизических классов, 4 из которых характеризуют свойства коллектора. Сопоставление литогенетических (структурных) характеристик, определяющих, коллекторские свойства позволили распространить петротипы в разрезах скважин, охарактеризованных керном (Таблица).

Таблица. Петрофизические типы пласта БЗ-4.

№	Признак коллектора	Петрофизический класс	Определение породы в международной номенклатуре (Dunham, 1962, с изменениями и дополнениями)	Тип коллектора
1	КОЛЛЕКТОРЫ	Доломиты органогенные с зернистым заполнением	Баундстоун с зернистым заполнением	Неравномерно поровый
2		Доломиты тонкокристаллические/ тонкозернистые	Пакстоун	Тонкопоровый
3		Доломиты мелкокристаллические/мелкозернистые	Пакстоун Грейнстоун	Мелкопоровый
4		Доломиты среднезернистые/разнозернистые	Грейнстоун Рудстоун	Среднепоровый
5	НЕКОЛЛЕКТОРЫ	Доломиты микритовые и органогенные с микритовым заполнением	Мадстоун Вакстоун Флаутстоун Баундстоун с микритовым заполнением	Плотные
6		Доломиты глинистые	-	
7		Брекчии	-	
8		Ангидриты, доломиты интенсивно сульфатизированные	-	
9		Кремни, доломиты интенсивно окремненные	-	

Показано, что ключевым фактором, определяющим различия петрофизических типов, являются размеры карбонатных зерен и кристаллов: чем крупнее карбонатный кристалл, тем лучше коллекторские свойства (Рисунок 2). Наилучшие коллекторы связаны с мелкозернистой и среднезернистой структурами доломитов. Для зернистых и кристаллических коллекторов характерно регулярное распределение пор и коллектор характеризуется как равномерно поровый. В органогенных структурах наблюдается неравномерное распределение пустот по размеру пор. Поэтому они были отнесены в отдельный класс – неравномерно поровый.

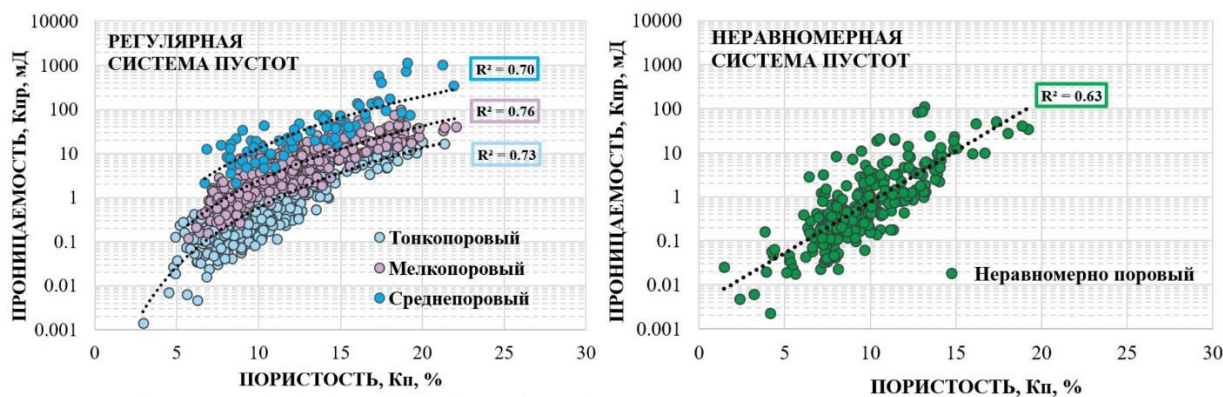


Рисунок 2. Сопоставление пористости и проницаемости по типам коллекторов.

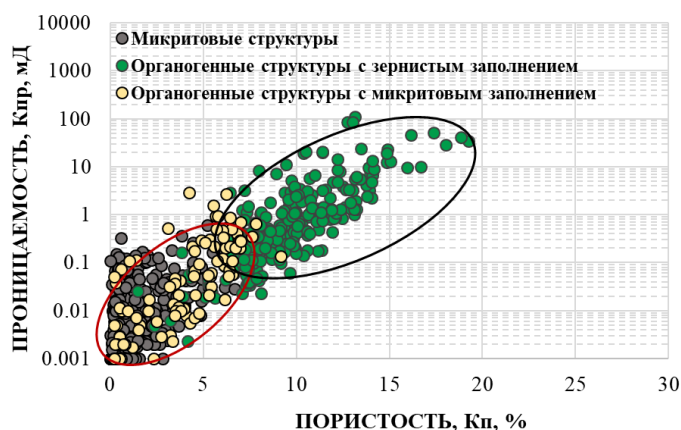


Рисунок 3. Влияние межкаркасного заполнителя на ФЕС органогенных структур.

Проведенный анализ фильтрационно-емкостных свойств пласта БЗ-4 в региональном масштабе показал, что коллекторы приурочены к зернистым и органогенным структурам, а связь пористости и проницаемости обусловлена структурными особенностями пород. Ключевыми критериями дифференциации петрофизических характеристик является размер карбонатного зерна/кристалла и характера его распределения. Выделенные уровни ФЕС по керновому материалу и типизация разрезов скважин по типу коллектора служат дополнительной основой для детального ранжирования свойств при интерпретации геофизических исследований скважин (ГИС).

Литература:

1. Мельников Н. В. Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы (стратиграфия, история развития) / Новосибирск: СНИИГиМС. 2017.
2. Кузнецов В.Г., Илюхин Л.Н., Постникова О.В. и др. Древние карбонатные толщи Восточной Сибири и их нефтегазоносность. / Москва: Науч. мир, 2000. 104 с.

ВЛИЯНИЕ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ОПОЛЗНЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ НА ЭФФЕКТИВНОСТЬ ЭКСПЛУАТАЦИОННОГО БУРЕНИЯ НА ПРИМЕРЕ ОДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Ш. К. Валитов^{1*}, Р. Ю. Копенкин¹, А. Р. Минязева¹, Д. Р. Мирсаянов²

¹ Филиал ООО «РН-ГИР» в г. Москве – Центр технических компетенций ИГиРГИ

² ООО «РН-Пурнефтегаз», г. Губкинский

*E-mail: ShK_Valitov2@rn-gir.rosneft.ru

Ключевые слова: нижний мел, оползни, проводка скважин.

В последнее время отмечается увеличение числа детальных исследований, посвященных изучению оползневых образований Западной Сибири [1, 2, 3], что обусловлено смещением фокуса геологоразведочных работ на неантиклинальные

СЕКЦИЯ «ЛИТОЛОГИЯ» МОСКОВСКОГО ОБЩЕСТВА ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ (МОСКВА, 2026)

ловушки сложного строения. Повышение разрешающей способности сейсмических данных и изученности скважинами на территории изучения позволило закартировать оползневые тела, которые ранее не выделялись.

Материалом для данной работы послужили результаты бурения 103 скважин (в трех отобран керновый материал) и СРР МОГТ-3D со специализированной переобработкой. Методика работы основана на комплексировании литолого-фациального, секвенс-стратиграфического и сейсмофациального анализов.

Объектом исследования явились нижнемеловые отложения пласта БП8 сортымской свиты. В работе изучено морфологическое строение оползневое тела, в котором идентифицированы три зоны [4]: проксимальная область, центральный транзитный домен и дистальная зона (Рисунок).

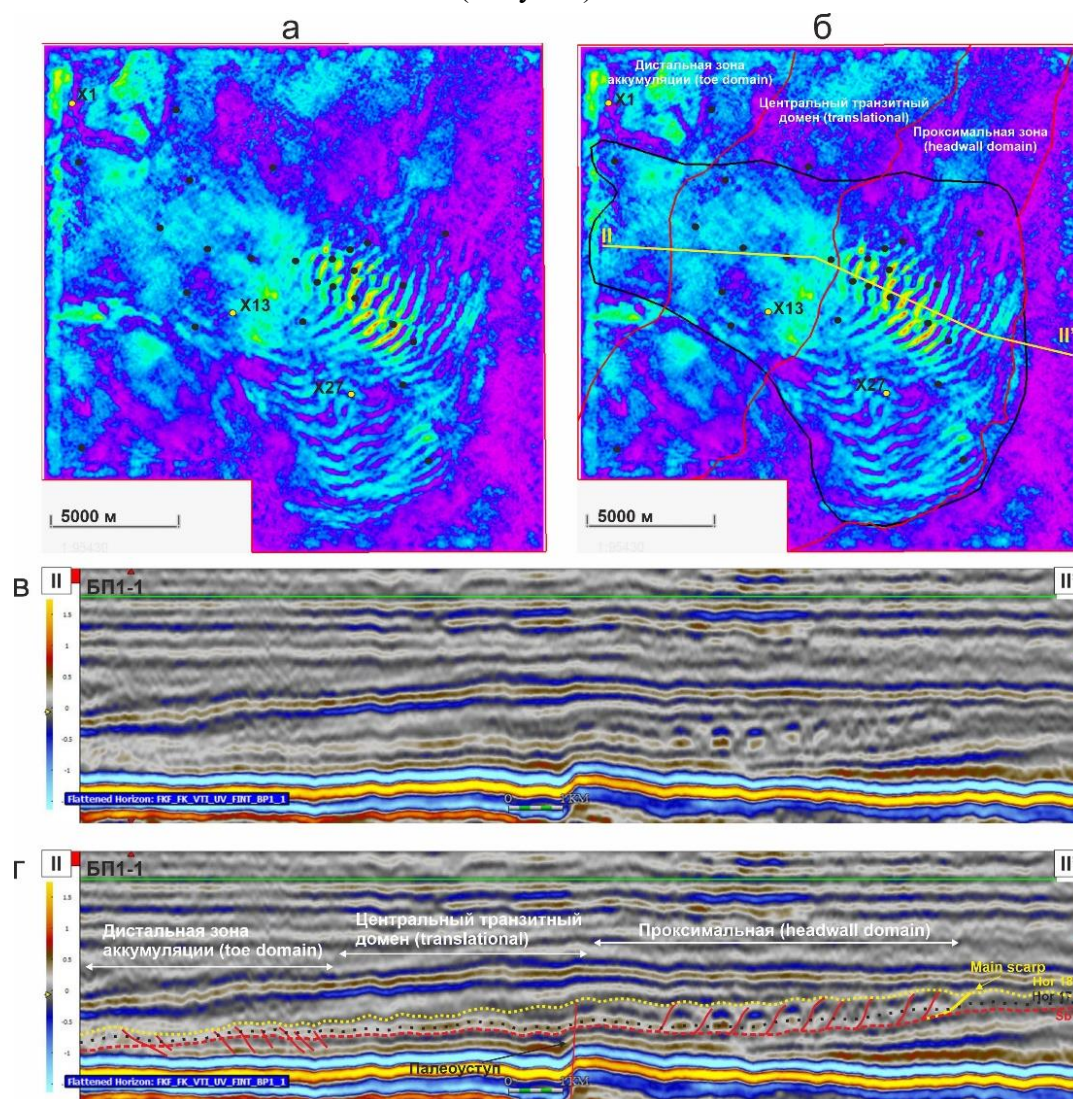


Рисунок. Атрибут RMS-amplitude в окне между горизонтами SB1-Hor181. а) без интерпретации; б) с интерпретацией. Временной разрез по линии II-II' (с палеоравнинанием на ОГ БП1-1). в) без интерпретации; г) с интерпретацией.

В проксимальной зоне по ГИС выделены два песчаных циклита (20–30 м), разделенных глинистой пачкой (3–5 м). На сейсмических разрезах им соответствуют высокоамплитудные отражения, формирующие в плане латерально вытянутые тела (0.5 × 5 км), чередующиеся с аналогичными по морфологии зонами, которые формируют область глинизации. Данное строение интерпретируется как результат деформаций растяжения с развитием структур ролловер, характерных для верхних частей оползней.

В центральном домене по результатам анализа керна выделены два генетических типа разреза. Первый характеризуется аргиллитами с прослоями алевролитов с комплексом деформационных текстур (оползневые, будинаж, микросбросы) и аллохтонными блоками песчаников. Тектурные особенности разреза характерны для оползневых образований. Второй тип, сложенный массивными песчаниками с интракластами глин, маркирует зону эрозионного вреза распределительных каналов подводных конусов выноса. Результаты сейсмофациального анализа подтверждают данные выводы и позволили идентифицировать систему эрозионных врез, наложенных на оползневое тело. Это свидетельствует о пост-оползневом этапе формирования фаций распределительных каналов.

В дистальной зоне комплексирование атрибутивного анализа и данных ГИС позволило установить развитие подводных конусов выноса. На временных разрезах они идентифицируются по высокоамплитудным отражениям и характерным увеличениям временных мощностей.

С позиции секвенс-стратиграфического анализа генезис изученных образований можно разделить на три этапа: формирование присклоновых баров (LST-1), их последующая гравитационная деструкция и распад песчаных тел на серию блоков-ролловеров (FSST-2) и финальное формирование подводных конусов выноса.

Факторы формирования оползней можно разделить на предопределяющие и триггерные [4]. Предопределяющие факторы в пределах Западной Сибири определены, это высокая скорость седиментации и наличие пластичных глин. Триггером для схода оползня на территории изучения могло послужить падение ОУМ (FSST-2), что зафиксировано на диаграмме Уилера и наличие конседиментационных разломов (рис. 1).

По результатам анализа данных испытаний и характера насыщения скважин определено, что каждый оползневой блок в проксимальной зоне представляет собой обособленную залежь с индивидуальным положением ВНК/УПУ. Мы полагаем, что плоскости сместителей и глинистые образования, которые заполнили зону растяжения между блоками, сформировали непроницаемые литолого-тектонические экраны.

В результате анализа эффективности проводки горизонтальных стволов скважин установлено, что доля вскрытия эффективного коллектора внутри оползневых блоков выше, чем в межблоковых зонах. Высокий коэффициент продуктивности и максимальные дебиты характерны при проводке стволов горизонтальных скважин вдоль длинной оси оползневых блоков.

Литература:

1. Васильев М.А., Люлякин С.А., Михайлова С.В., Зверев К.В., Вахитова Р.Р. Эволюция представлений о геологическом строении нижнеэокомских отложений северного склона Среднемесяхского вала // ПРОНЕФТЬ. Профессионально о нефти. 2022. №7. С. 12–21.
2. Курасов И.А., Романов Д.В., Хасанова К.А., Толкачев М.М., Крейнина К.В. Геологическое строение и особенности разбуривания оползневых отложений эокомских отложений клиноформенных комплексов // Нефть. Газ. Новаии. №3. 2024. С. 12–17.
3. Бембель С.Р., Иванчик А.В., Шулик С.И., Паршакова Е.А., Бембель Р.М., Мулявин С.Ф. Методы повышения эффективности разведки залежей углеводородов в склоновых частях эокомского комплекса Западной Сибири // Нефтяное хозяйство. №1. 2025. С. 12–17.
4. Posamentier H. W., Martinsen O. J. The Character and Genesis of Submarine Mass-Transport Deposits: Insights from Outcrop and 3D Seismic Data // Mass-Transport Deposits in Deepwater Settings. SEPM Special Publication No. 96. 2011. P. 7–38.

УГЛЕВОДОРОДЫ УГЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

О. В. Валяева*, Н. Н. Рябинкина
ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
*E-mail: valyaeva@geo.komisc.ru

Ключевые слова: угленосные отложения, углеводороды, генерационный потенциал, витринит, лейптинит.

В настоящее время большое внимание уделяется вопросу формирования нефтяных углеводородов (УВ) из угленосных отложений, которые рассматриваются в качестве нефтегазоматеринских пород (НГМП). Обоснование генерации углистыми отложениями жидких УВ приводятся в работах отечественных и зарубежных исследователей. Нефтегенерирующую способность углей авторы связывают с содержанием в них лейптинитовой составляющей и с обогащенными водородом микрокомпонентами группы витринита, достаточно высоким начальным генерационным потенциалом, необходимым уровнем зрелости.

Нефтепроявления встречаются как в ряде угленосных бассейнов России (Кузнецком, Донецком, Карагандинском, Ленском, Таймырском, Печорском, Кизеловском и др.), так и за рубежом, например, в Китае, Австралии, Юго-Восточной Азии.

Авторами изучены угли и углистые аргиллиты Щугор-Вуктыльского угленосного района нижневизейского терригенного комплекса из скважин Вуктыльской и Северо-

Вуктыльской (север Верхнепечорской впадины) и из отвалов шахт Еджыд-Кыртинского угольного месторождения (Печорское поперечное поднятие) [1].

Все угли соответствуют длиннопламенной стадии метаморфизма, а высокий выход летучих веществ в этих углях и углистых аргиллитах обусловлен наличием в них споровых оболочек и примесью водорослей, а также восстановленностью витринита. Однако в составе органического вещества (ОВ) углей Еджид-Кыртинского месторождения и Вуктыльской площади есть различия.

Содержание органического углерода ($C_{орг}$) в образцах Вуктыльской площади (скв. 226-Вуктыл; скв. 210 и скв. 215-Сев. Вуктыл) изменяется от 3.4 до 75.6 %. Минимальное значения $C_{орг}$ отвечает углисту аргиллиту, максимальное – углю. Выход хлороформенного битумоида (ХБА) составляет от 0.16–0.28 % в углистых аргиллитах, и достигает 1.74–4.04 % в угольных разностях. Практически во всех исследованных образцах водородный индекс (HI) высок и составляет не менее 544 мг УВ/г $C_{орг}$, что позволяет отнести ОВ углей Вуктыльской зоны по составу к I и II типам керогена. Высокие значения HI и T_{max} (более 430°C) свидетельствуют о том, что исследованные образцы являются сапропелитами. Большую часть битумоида пород составляют смолисто-асфальтеновые компоненты. Среди нормальных и изопреноидных алканов низко- и среднемолекулярные углеводороды преобладают над высокомолекулярными, а для всех исследованных образцов максимум распределения приходится на $n-C_{17}-C_{18}$, что указывает на водорослевый состав исходного ОВ с примесью бактериальной составляющей. Концентрация изопреноидов низкая. Отношение $(Pr+Ph)/(n-C_{17}+n-C_{18})$ изменяется от 0.11 до 0.28, а отношение составляет Pr/Ph 0.86–4.19.

Таким образом, наибольший вклад в состав ОВ углей и углистых аргиллитов Вуктыльской площади осуществлялся за счет *сапропелевой органики*, а их формирование происходило в *озерных и болотно-озерных условиях баровых островов*.

В углях же месторождения Еджыд-Кырты концентрация $C_{орг}$ составляет 59.6–75.99 %, выход ХБА около 1.52 %, выход углеводородной фракции составляет 6.52 %. Преобладают среднемолекулярные и высокомолекулярные n -алканы над низкомолекулярными, что свидетельствует о смешанном составе исходного ОВ: высокомолекулярные n -алканы характерны для гумусовой органики, а доминирование $C_{17}-C_{25}$ характерно для цианобактерий. В битумоидах этих углей отмечается высокая концентрация изо-алканов, особенно пристана (отношение Pr/Ph – 8.11, $(Pr+Ph)/(n-C_{17}+n-C_{18})$ достигает значения 5.99).

Формирование углей месторождения *Еджыд-Кырты* происходило за счет *высшей растительности в пойме и по берегам болот и заболоченных рек*, что четко прослеживается по составу органического вещества.

Таким образом, с учетом условий залегания угольных залежей, их тесной связи с нефтяными месторождениями, состава углей и масштабов угленосности визейскую терригенную толщу Щугор-Вуктыльского угленосного района можно расценивать как

угленефтегазоносную формацию, а угли – как источник газообразных и жидких углеводородов. Геохимия ОВ битумоидов из угленосных отложений уточняет условия накопления пород и их генерационный потенциал.

Литература:

1. Рябинкина Н.Н., Мосейчик Ю.В., Рябинкин С.В. Еджыд-Кыртинское угольное месторождение // Вестник Института геологии, 2013. № 10. С. 2–6.
2. Рябинкина Н. Н., Валяева О.В. Визейские угленосные отложения северо-востока европейской части России // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2023. Т.18. № 4. http://www.ngtp.ru/rub/2023/37_2023.html. DOI: 10.17353/2070-5379/37_2023.

О ПРИРОДЕ КАЛЬЦИСФЕРОВЫХ ИЗВЕСТНЯКОВ (НА ПРИМЕРЕ КРЫМ-КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА И ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

В. С. Вишневецкая
ГИН РАН, Москва
E-mail: valentina.vishnaa@mail.ru

Ключевые слова: мезозой, известковые диноцисты, Тетис, Перитетис, Бореальная область.

На территории России широко распространены кальцисферовые известняки, которые встречаются как в позднеюрско-раннемеловых отложениях, например в баженовской свите Западной Сибири у границы юры и мела и в берриасе – валанжине [1, 2], так и в позднемеловых, например Поволжья [3], Крыма [4], Кавказа [5].

Кальцисферовые известняки как правило сложены «кальцисферами» от которых они и получили название по имени кальцитовых сфер – одноклеточных известковых микрофоссилий, имеющих преимущественно сферические очертания в шлифах. В конце прошлого столетия была установлена их таксономическая принадлежность к известковым динофлагеллятам [1].

Применение электронного сканирующего микроскопа (СЭМ) [6], показало огромное разнообразие этих сферических форм, средний размер которых 40–60, редко до 120–200 микрон. На примере многочисленных находок столь разнообразных известковых микропроблематик, характеризующихся отчетливой осевой симметрией, из верхнемеловых отложений Крыма [4] и Большого Кавказа [5], хорошо видна структура стенки, сложенная кристаллами кальцита (Рисунок). Благодаря СЭМ даже на крошечных срезах известковых осадков или пород хорошо диагностируется структура холстовой ткани (Рисунок, фиг. 1, 10), узоров вязания (Рисунок, фиг. 2, 3, 8, 9), набора кристаллов кальцита тригональной симметрии или изометричных кристаллов (Рисунок фиг. 4, 7, 12). Все это позволяет расшифровывать биогенную природу кальцисферовых известняков.

Кроме того, именно кальциферовые известняки могут быть привлечены на помощь при весьма затрудненной корреляции юрско-меловой границы в тетических и

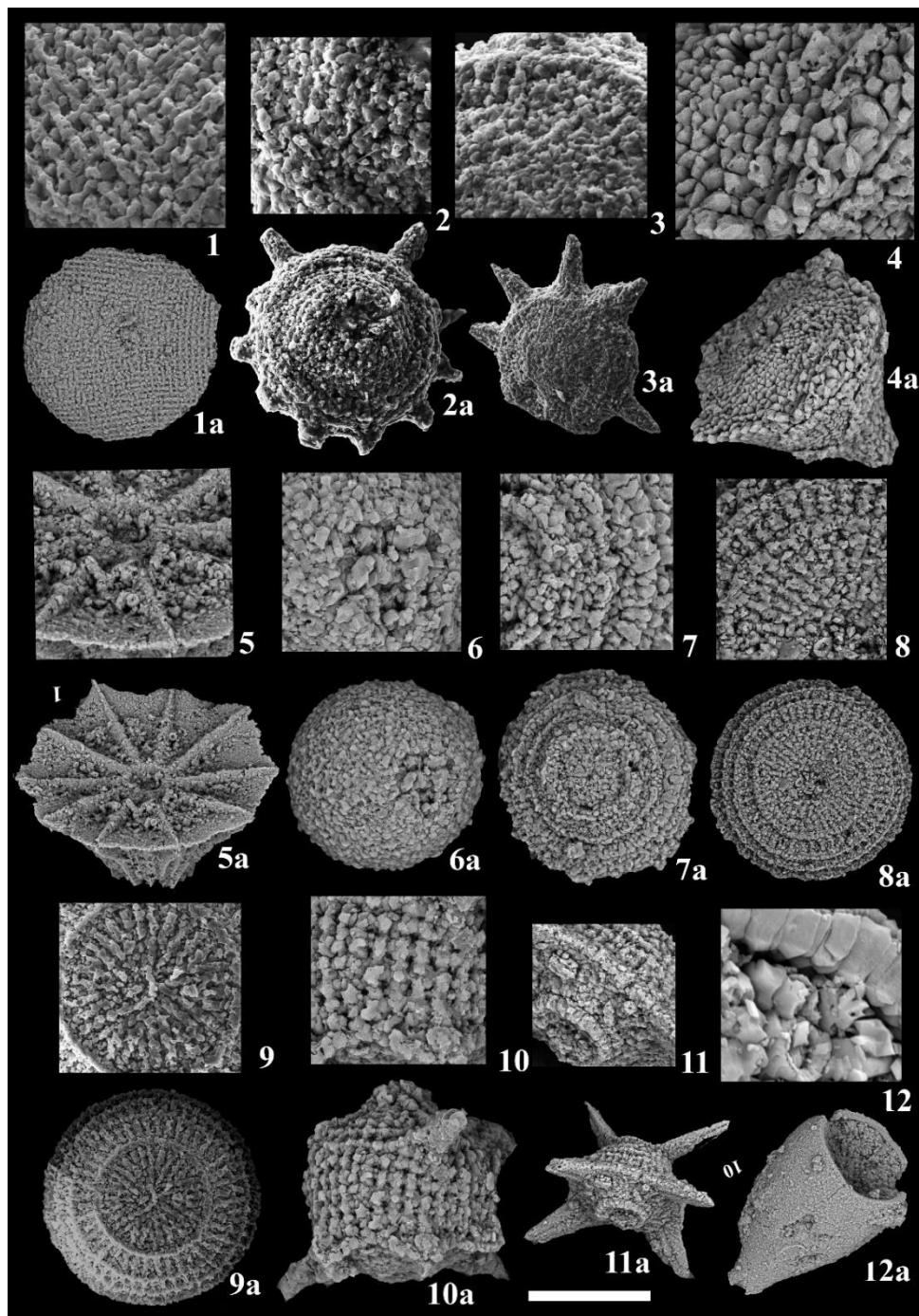


Рисунок. Структура стенки меловых известковых диноцист из кальциферовых известняков Кавказского региона (верхний кампан, разрез Леваша, Дагестан). 1, 1a - *Azymella cannabinata* Odin, 2, 2a - *Gilianella stellata* Odin, 3, 3a - *Gilianella major* Odin, 4, 4a - *Tubellus hunzikeri* Odin, 5, 5a - *Coraliella cantcharella*, Odin, 6, 6a - *Pilella reticulata* Odin, 7, 7a - *Scutellella crassa*, Odin, 8, 8a, 9, 9a - *Numismella tarbellica* Odin, 10, 10a - *Caccabella spinocincta* Odin, 11, 11a - *Aquilegiella varia* Odin, 12, 12a - *Vasculum laevis* Odin, масштабная линейка 50 мкм (для форм с буквой а).

бореальных разрезах [7, 8], благодаря присутствию так называемых «кальцисфер» - известковых диноцист, которые являются прекрасными биостратиграфическими маркерами для межрегиональных корреляций на большие расстояния поскольку обладают высокой устойчивостью к диагенетическим изменениям и широким палеогеографическим распространением. По «кальцисферам» корреляция титона-берриаса Бореальной области, например Западной Сибири, возможна с одновозрастными осадками Перитетиса, Аргентины и Антарктиды [9–11], а кампан-маастрихта Тетиса и Перитетиса [5, 12], Крым-Кавказского региона.

Таким образом, известковые диноцисты наряду с наннопланктоном (Рисунок, фиг. 5а, 8а, 11а) являются породообразующим компонентом для кальцисферовых известняков.

Исследование выполнено по гостеме ГИН РАН.

Литература:

1. Vishnevskaya V.S. The Jurassic-Cretaceous boundary in Boreal Russia: radiolarian and calcareous dinoflagellate potential biomarkers // *Geological Quarterly*, 2017. 61 (3). P. 641–654, doi: 10.7306/gq.1370
2. Вишневская В.С., Амон Э.О., Гатовский Ю.А. Радиолариевая биостратиграфия баженовского горизонта (верхняя юра–нижний мел) Западной Сибири. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 2020. 28(6). С. 105–124.
3. Вишневская В. С. Находка известковых диноцист в верхнем мелу Поволжья // *Доклады академии наук*, 2016, том 466, № 3, с. 366–369.
4. Вишневская В.С., Барабошкин Е.Ю., Жегалло Е.А., Рябов И.П., Гужиков А.Ю. Первая находка жилианеллид (известковые микропроблематики) в позднемеловых отложениях Крыма // *Палеострат*, 2023. С. 23–24.
5. Вишневская В.С., Рябов И.П. Биостратиграфия разреза Леваши по микрофоссилиям (верхи верхнего мела, Дагестан) // *Проблемы региональной геологии Северной Евразии: сборник кратких содержания докладов на 15 научных чтениях, посвященных памяти проф. М.В. Муратова*. М.: ПАРАДИГМА, 2026. С. 20–24.
6. Krasheninnikov V.A., Basov I.A. Cretaceous Calcispherulids of the Falkland Plateau, Leg 71, Deep Sea Drilling Project // *Init. Repts Deep Sea Drilling Project*. 1983. V. 71. P. 977–997.
7. Kiessling W. Late Jurassic Radiolarians from the Antarctic Peninsula // *Micropaleontology*. Spec. Issue. 1999. V. 45. N 1. P. 1–96.
8. Grabowski J., Szives O., Aguirre-Urreta B., Alsen P., Deconinck J. F., Erba E., Frau C., Galloway J., Li G., Martinez M., Matsuoka A., Mutterlose J., Pellenard P., Petrova S., Price G.D., Pruner P. Towards the definition of the Jurassic/Cretaceous boundary: report on new advances of the Berriasian Working Group of the Subcommittee on Cretaceous Stratigraphy (ICS), Cretaceous Research, <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2026.106358>.

9. Reháková D. Calcareous dinoflagellate and calpionellid bioevents versus sea-level fluctuations recorded in the west Carpathian (Late-Jurassic/Early Cretaceous) pelagic environments // *Geol. Carpathica*, 2000. 51 (4). P. 229–243.
10. Kietzmann D.A., Encina A. Microfacies and biostratigraphy based on calpionellids and calcareous dinoflagellate cysts across the Jurassic/Cretaceous boundary, western Neuquén Basin, Baños Morales and Lo Valdés formations, Río Volcán section, Chile. *Cretaceous Research*, 2025. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2025.106136>.
11. Kietzmann D.A., Scasso R. A. Jurassic to Cretaceous (upper Kimmeridgian–lower Berriasian) calcispheres from high palaeolatitudes on the Antarctic Peninsula: Local stratigraphic significance and correlations across Southern Gondwana margin and the Tethyan realm // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2020. 537. doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.109419
12. Odin G.S. Giliannelles: Late Cretaceous microproblematica from Europe and Central America // *Palaeontology*. 2011. V. 54. Pt. 1. P. 133–144.

О ТРЕЩИНАХ СИНЕРЕЗИСА В РИФЕЙСКИХ И ПАЛЕОЗОЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮЖНОГО УРАЛА

Е. Н. Горожанина, В. М. Горожанин*

ИГ УФИЦ РАН, Уфа

*E-mail: gorozhanin@ufaras.ru

Ключевые слова: трещины синерезиса, структуры MTS, доманикиты, оволиты, Южный Урал.

Трещины синерезиса, образующиеся в результате дегидратации песчано-глинистых отложений, нередко принимаются за трещины усыхания – в обоих случаях трещины в алевролитах и глинах заполняются песком и по этой причине имеют большое морфологическое сходство. Для карбонатов это явление менее известно, возможно, из-за более быстрой их цементации по сравнению с глинистыми породами. Наиболее ярким выражением этого процесса являются широко известные «червячковые» или MTS структуры – системы хаотично-ориентированных кальцитовых прожилков, хорошо заметных в темноокрашенных, с примесью органического вещества, известняках. Из-за присутствия органики предполагалось, что генезис кальцитовых прожилков, образующих эти загадочные текстуры, связан с участием метанотрофных бактерий, что, однако, не было подтверждено изотопными исследованиями. На Южном Урале (червячковые структуры) описаны в бакальской свите нижнего рифея [1], MTS-структуры наибольшее распространение получили в известняках инзерской, миньярской и уксской свит верхнего рифея (Рисунок, а-б). Они еще остаются малоизученными

СЕКЦИЯ «ЛИТОЛОГИЯ» МОСКОВСКОГО ОБЩЕСТВА ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ (МОСКВА, 2026)

объектами, можно лишь отметить некоторые дополнительные, ранее неизвестные факты, которые помогают лучше понять процесс их образования. К ним относятся:

1) обнаружение в строматолитовых известняках миньярской свиты жилообразных субвертикальных тел, выполненных пелитоморфным известняком; их морфологические особенности указывают на то, что они, скорее всего, являются нептуническими дайками; это дает дополнительный аргумент в пользу того, что разноориентированные прожилки, создающие рисунок MTS, являются синерезисными трещинами, триггерами для образования которых была повышенная сейсмичность;

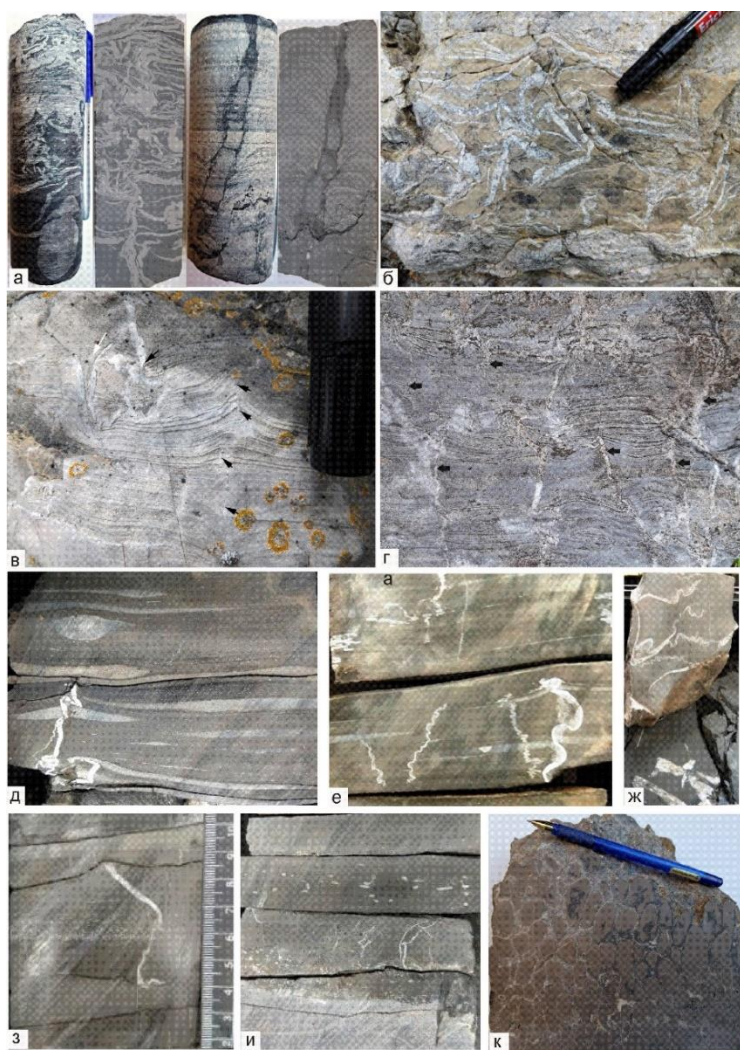


Рисунок. Трещины синерезиса в карбонатных отложениях Южного Урала.

а – структура MTS и нептуническая дайка в строматолитовых известняках миньярской свиты верхнего рифея, м-е Нукатово; б – структура MTS в подынзерских известняках верхнего рифея, разрез Толпарово; в-г – кальцитовые прожилки дегазации (отмечены стрелками) в известняках (подынзерской (в) и миньярской (г) свит; д-ж – прожилки дегазации в доманикитах, Бузулукская впадина, скв.172 и скв.76; з – размытые фрагменты трубочек дегазации, там же; и – структуры синерезиса в оволите, фаменский ярус, р. Зилим.

2) обнаружение в известняках со структурой MTS участков, напоминающие газовые пузыри, раздвигающие и приподнимающие слои, с ними связаны карбонатные прожилки (Рисунок, в-г); эти холмикообразные структуры, локально нарушающие слоистость, показывают, что образование MTS обусловлено не только синерезисом, но и газообразованием в результате бактериального процесса.

Считается, что текстура MTS характерна только для древних карбонатных пород (не древнее верхнего рифея). Аналогичные кальцитовые прожилки, имеющие причудливо-изогнутую форму, часто встречаются в палеозойских отложениях, в частности, в доманикитах – углеродистых породах глинисто-кремнисто-карбонатного состава (Рисунок, д-ж). Их форма, ассоциация с холмикообразными структурами позволяет предполагать участие метаногенной углекислоты в их генезисе. Такие образования – индикаторы прорыва газов при землетрясениях, встречаются во многих скважинах, вскрывших доманикиты Волго-Уральской области. Об их синхронном осадконакоплению происхождении свидетельствуют находки обломочных фрагментов кальцитовых прожилков в тех же отложениях (Рисунок. з), о сейсмическом воздействии свидетельствуют структуры конседиментационных деформаций.

В мелководных обстановках карбонатакопления синерезис проявлен в «оволитах» – комковатых известняках фаменского возраста из мелководной лоферитовой последовательности (ассоциации) с текстурой отдельности в виде округло-овальных образований, ориентированных перпендикулярно поверхности напластования [2]. Оволиты представляют собой комочки тонкозернистого известняка, обособленные прожилковидными участками кристаллического (спаритового) известняка. Из-за ассоциации отложений с мелководными фенестровыми известняками, образование такой текстуры предположительно связывалось с бактериальным структурированием карбонатного ила в лагунных отложениях [2]. Однако, сами оволиты сложены тонкозернистым известняком, бактериальные сгустки в нем не обнаружены, поэтому наиболее вероятным является образование кальцитового спарита между оволитами в процессе отжатия воды из ила. Процесс представляет собой аналог заполнения трещин синерезиса. Причиной зарождения синерезисных трещин могло быть также повышение солености в лагунных условиях.

Итак, явление синерезиса в карбонатах может быть обусловлено сейсмической активностью, которая также инициирует выделение газов из обогащенных органикой илов, а в мелководных разностях – с возможным изменением солености.

Литература:

1. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Отв. ред. А.В. Маслов. Том II Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. 134 с.
2. Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. «Оволиты» - микробиальные макроструктуры в фаменских известняках бортовой зоны Актаныш-Чишминского прогиба (р. Зилим,

Южный Урал). Геологический сборник №11/ Информационные материалы ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПресс, 2014, С. 86–91.

ДЖАГАЛСКИЙ НАДГОРИЗОНТ ТАЛЬБЕЙСКОГО БЛОКА ГРЯДЫ ЧЕРНЫШЕВА

И. И. Даньщикова*, Е. С. Пономаренко, Л. В. Соколова
ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
*E-mail: iidanshikova@geo.komisc.ru

Ключевые слова: карбонатные отложения, секвенци, нижний силур, джагалский надгоризонт, Тальбейского блок, гряда Чернышева.

В пределах гряды Чернышева нижнесилурийские отложения остаются относительно слабо изученными, фактически являясь «белым пятном» региона [1, 2]. Одним из наиболее перспективных интервалов этого комплекса выступает джагалский надгоризонт лландоверийского яруса, который может служить как надежным барьером для миграции флюидов, так и хорошим коллектором благодаря сочетанию пористых и плотных пород.

В пределах Тальбейского блока гряды Чернышева отложения джагалского надгоризонта вскрыты скв. 1-Адакская и 1-Воргамусюрская мощностью соответственно ~ 260 м и 280 м (Рисунок). На основании изучения конодонтов в скв. 1-Воргамусюрская лландоверийский возраст отложений подтверждается находками *Ozarkodina* cf. *kozhimica* Melnikov, 1999, *Oulodus* cf. *kozhimicus* Melnikov, *Ozarkodina* ex gr. *hassi* (Pollock, Rexroad et Nicoll, 1981) sensu Melnikov, 1999 и *Ozarkodina* aff. *waugoolaensis* Bischoff, 1986.

Среди карбонатных пород выделяются известняки биокластово-пелитоморфные нодулярно-слоистые и их доломитизированные разности (ЛТ-1; встречены в долб. 22–24, скв. 1-Воргамусюрская; в долб. 8–10, скв. 1-Адакская), известняковые песчаники биокластово-пелоидные (ЛТ-2; встречены в долб. 20, скв. 1-Воргамусюрская), доломиты тонко-мелкокристаллические с теневой структурой известняковых ламинитов и/или строматолитов (ЛТ-3; встречены в долб. 23, скв. 1-Воргамусюрская; в долб. 8, скв. 1-Адакская), доломиты вторичные разнокристаллические пористые (ЛТ-4; встречены в долб. 23, скв. 1-Воргамусюрская), «рисовидные» доломиты мелкокристаллические (ЛТ-5; встречены в долб. 10, скв. 1-Адакская).

На основании литологического изучения и записям кривых гамма-каротажа (ГК) в джагалском надгоризонте выделено 5 секвенций (Рисунок). Трансгрессивные системные тракты (TST) характеризуются сублиторальными биокластово-пелитоморфными нодулярно-слоистыми известняками и их доломитизированными разностями. На записях ГК они выделяются однообразными относительно низкими

значениями. Системы трактов высокого стояния уровня моря (HST) характеризуются тонким чередованием сублиторальных биокластово-пелитоморфных нодулярно-слоистых известняков и их доломитизированных разностей и приливно-отливных известняковых песчаников и тонко-мелкокристаллических доломитов с теневой структурой известняковых ламинитов и/или строматолитов. Значения ГК этих интервалов имеют переменные («пилообразные») записи.

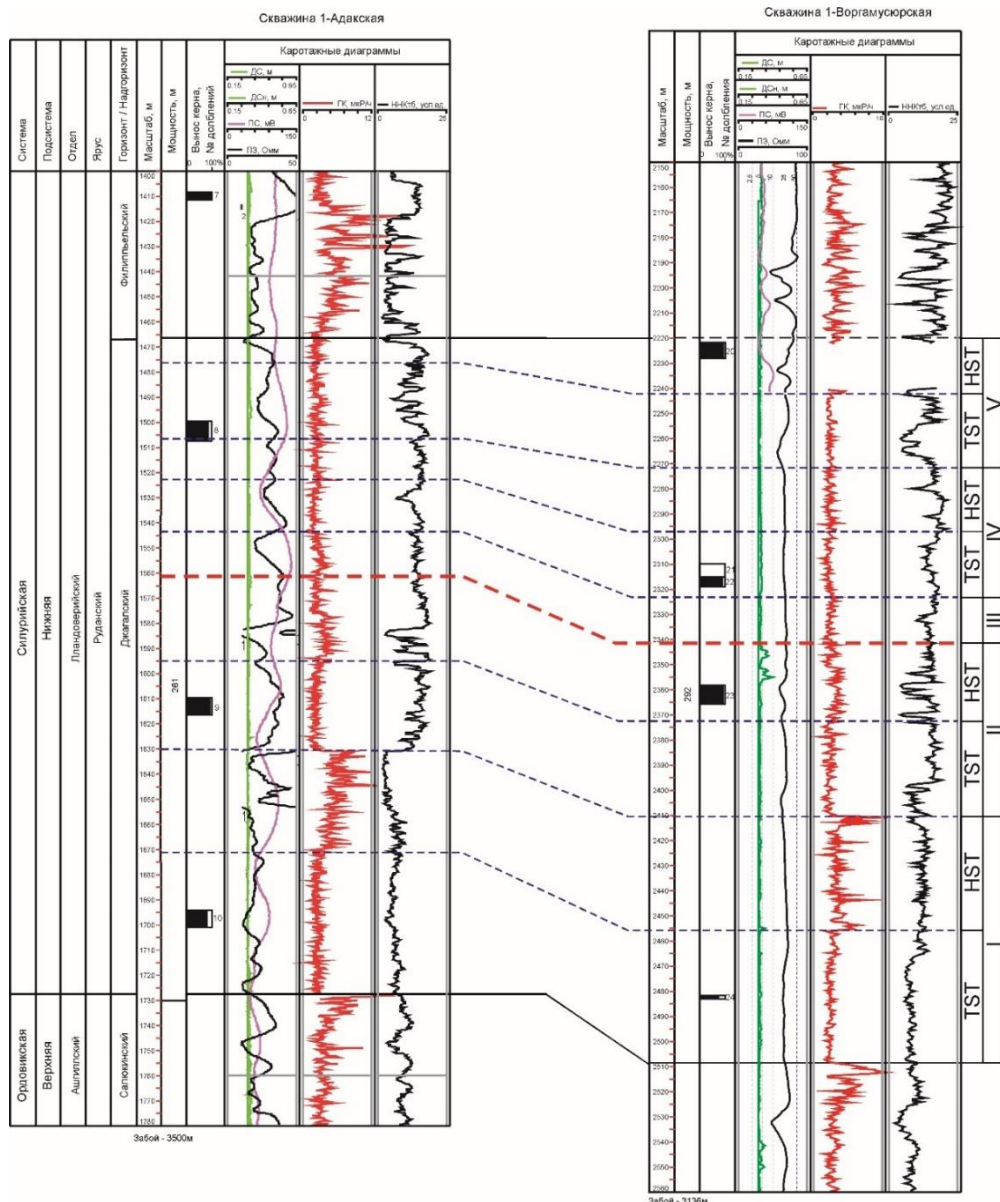


Рисунок. Разрезы скважин 1-Адакская и 1-Воргамусюрская [по: 2, с изменениями и дополнениями].

Раннесилурийская трансгрессия привела к созданию аккомодационного пространства, где в тиховодных условиях эпиконтинентальной рампы доминировала «неритовая фабрика известкового ила» [3]. В верхней (лолашорской) части надгоризонта

наблюдается уменьшение аккомодационного пространства, на что указывает сокращение мощностей HST (от 17 до 35 м).

Постепенное уменьшение мощности секвенций вверх по разрезу позволяет рассматривать джагалский надгоризонт как проградационную осадочную систему секвенции (яптикшорско-филипппельской) более низкого порядка.

Литература:

1. Жемчугова В. А. Резервуарная седиментология карбонатных отложений. М.: ООО «ЕАГЕ Геомодель», 2014. 232 с.
2. Данилов В. Н. Гряда Чернышева: геологическое строение и нефтегазоносность. Филиал ООО «Газпром ВНИИГАЗ» в г. Ухта. СПб.: Реноме, 2017. 288 с.
3. Pomar L., Hallock P. Carbonate factories: A conundrum in sedimentary geology // Earth-Science Review, 2008. V. 87. P. 134-169. Doi: 10.1016/j.earscirev. 2007.12.002.

ОРДОВИКСКИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ МИРА

А. В. Дронов

ГИН РАН, Москва

E-mail: avdronov@gmail.com

Ключевые слова: ордовик, литологические формации, палеогеография, палеоклимат.

В 1976 г., в журнале Советская Геология была опубликована статья А. Б. Ронина, В. Е. Хаина и К. Б. Сеславинского с таким же названием, в которой была сделана попытка обобщить известный на тот момент материал и предложить количественный анализ распределения главных типов литологических формаций ордовика по площади материков на основании метода «мощностей и фаций» [1]. Эта статья сыграла очень положительную роль и ее неоднократно цитировали в отечественной и зарубежной литературе, хотя синтез был осуществлен на основании еще геосинклинальной концепции и с позиции фиксизма, отрицавшего перемещение материков. Кроме того, карта распределения главных типов формаций была составлена очень обобщенно, для всего ордовика в целом, без подразделения на отделы. Тем не менее, на основании литологических характеристик отложений были сделаны выводы о максимальном для всего фанерозоя уровне мирового океана в ордовике, предложена климатическая зональность с выделением, аридных, гумидных и ледниковых типов литогенеза [2] и намечено достаточно близкое к современным представлениям положение южного географического пояса планеты.

За прошедшие с тех пор 50 лет наши знания о геологической истории Земли в ордовикском периоде заметно изменились и пополнились. Был достигнут существенный прогресс в глобальной корреляции на основе новой Международной стратиграфической шкалы ордовика [3], на смену теории геосинклиналей пришла тектоника плит, развитие палеомагнитных исследований дало возможность определить палеошироты основных

древних континентов, исследования в области изотопов углерода и кислорода дали возможность определять средние температуры поверхностных вод и, соответственно развитию палеоклиматических моделей. Интенсивные палеонтологические исследования позволили наметить основные палеобиогеографические провинции. Были предложены новые палинспастические, палеогеографические и палеоклиматические модели [4, 5, 6]. Однако многие вопросы относительно положения отдельных микроконтинентов, террейнов и тектонических блоков и истории их развития остаются пока нерешенными (Рисунок). При этом бросается в глаза тот факт, что в последних глобальных обобщениях по ордовикской системе [7] анализу литологических формаций, обстановок осадконакопления и их эволюции практически не уделяется должного внимания, хотя они могли бы помочь в решении многих, остающихся пока нерешенными вопросов.

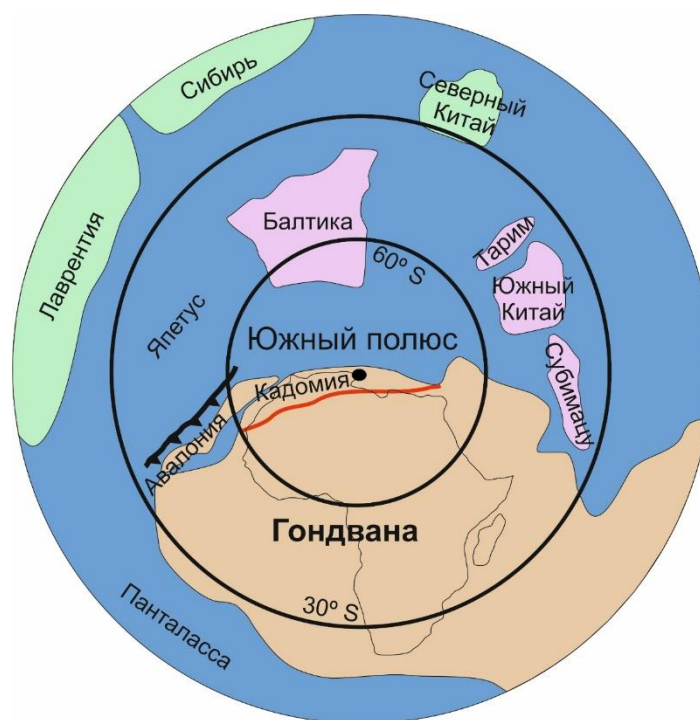


Рисунок. Взаимное расположение трех групп основных палеоконтинентов в среднем ордовике.

Между тем, если в работе 1976 г указывались лишь обобщенные основные (главные) 11 типов литологических формаций, причем даже такие классические формации как флиш и моласса не вошли в их число, карбонатных формаций выделены лишь морские карбонатно-обломочные и морские карбонатные [1], то в настоящее время для многих регионов оказывается возможным провести гораздо более детальный формационный анализ и построить и проанализировать горизонтальные и вертикальные ряды литологических формаций. Сходные или полностью идентичные

формационные ряды повторяются на разных палеоконтинентах и микроконтинентах, даже если по составу фауны эти континенты принадлежат различным палеобиогеографическим провинциям, что дает возможность проследить изменение палеогеографической позиции, климата и достаточно уверенно предполагать от какого крупного палеоконтинента был оторван тот или иной тектонический террейн и когда это произошло.

Анализ вертикальных формационных рядов основных ордовикских континентов и микроконтинентов позволяет разделить их, в первом приближении, на три большие группы (Рис. 3). К первой группе относятся Лаврентия и Сибирь, которые в течение всего ордовика находились в приэкваториальной позиции и характеризуются тропическим карбонатонакоплением и эвапоритами в течение нижнего и низах среднего ордовика, проявлением Таконской орогении в среднем ордовике и холодноводным карбонатами в верхнем ордовике [8, 9]. К этой группе примыкает также Северный Китай. Ко второй группе относится суперконтинент Гондвана, большая часть которого в течение ордовика находилась в приполярных широтах южного полушария и характеризуется терригенным осадконакоплением, за исключением непродолжительного эпизода формирования преимущественно холодноводных карбонатов в конце катия (Событие Бода) [10]. Сюда же относятся многочисленные Авалонские и Кадомские террейны оторванные в течение ордовика от Гондваны.

Наконец, к третьей группе относятся Балтика, платформа Янцзы (Южный Китай), Тарим и Сибумацу. Эти континенты находились в течение большей части ордовика в умеренных широтах и характеризуются преимущественно холодноводным карбонатным осадконакоплением [11, 12]. Таким образом, формационный анализ помогает разобраться в геологической и климатической истории и палеогеографической позиции как крупных палеоконтинентов, так и их осколков, что может быть особенно полезно при анализе малоисследованных областей типа Российской Арктики и сложно построенных коллизионных поясов типа Урало-Монгольского.

Работа выполнена в рамках госзадания ГИН РАН FMMG-2026-0001.

Литература:

1. Ронов А.Б., Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Ордовикские литологические формации мира // Советская Геология. 1976, №1, с. 7–27.
2. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. 1960. Т. 1. М., изд-во АН СССР, 210 с.
3. Bergström, S.M., Chen Xu, Gutiérrez-Marco J.C., Dronov, A. The new chronostratigraphic classification of the Ordovician System and its relations to major series and stages and to $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy // *Lethaia*. 2009, 42, 97-107.
4. Şengör, A.M.C., Natal'in B.A., Burtman, V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth of Eurasia // *Nature*. 1993, vol. 364, 299-307.
5. Şengör, A.M.C., Sunal, G., Natal'in B.A., van der Voo, R. The Altaids: A review of twenty-five years of knowledge accumulation // *Earth-Science Reviews*. 2022, 28, 1-28.

6. Cocks, L.R.M., Torsvik, T.H. Ordovician palaeogeography and climate change // *Gondwana Research*. 2021, 100, 53-72.
7. Servais, T., Harper, D.A.T., Lefebvre, B. and Percival, I.G. (eds) *A Global Synthesis of the Ordovician System: Part 2*. Geological Society, London, Special Publication, 553, 618 p.
8. Holland S.M. and Patzkowsky M.E. Sequence Stratigraphy and Long-term Paleooceanographic change in the Middle and Upper Ordovician of the Eastern United States // B. J. Witzke, G.A. Ludvigson and J. Day (eds.) *Paleozoic sequence Stratigraphy. Views from the North American Craton*. – Geological Society of America. Special Paper. 306. Boulder. 1996. P. 117 - 130.
9. Dronov, A. Late Ordovician cooling event: Evidence from the Siberian Craton // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2013. V.389, 1, p. 87-95.
10. Forty R. A. & Cocks L.R.M. Late Ordovician global warming – the Boda event // *Geology*. 33. P. 405-408.
11. Dronov, A., Rozhnov, S. 2007. Climatic changes in the Baltoscandian basin during the Ordovician: sedimentological and palaeontological aspects // *Acta Palaeontologica Sinica*, 46 (Suppl.): 108-113.
12. Zhan, R., Jin, J., Liu, J., Corcoran, P., Luan, X., Wei, X. Meganodular limestone of the Pagoda Formation: A time-specific carbonate facies in the Upper Ordovician of South China // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2016, 448, 349-362.

СИСТЕМАТИКА И МОРФОТИПЫ СТРОМАТОЛИТОВ УКСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ ЮЖНОГО УРАЛА

С. А. Дуб

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

E-mail: sapurins@gmail.com

Ключевые слова: Башкирский мегантиклинорий, столбчатые строматолиты *Linella* и *Ratomella*, куполовидные, сферовидные и бугорчатые строматолиты.

Строматолиты – слоистые отложения прикрепленных ко дну микробных матов [1, 2, 3, 4]. В последнее время они, в совокупности с онколитами, рассматриваются как слоистая разновидность микробиалитов [4, 5]. В отечественных работах строматолиты по морфологии традиционно подразделяются на пластовые, столбчатые и желваковые [6, 7, и др.]. Последние могут быть представлены куполовидными, сферовидными, караваеобразными, бугорчатыми и рядом других форм.

Морфология строматолитов определяется не только строматолитообразующей биотой, но также абиотическими факторами, в том числе гидродинамикой среды, освещенностью, фоновой седиментацией и гидрохимией бассейна осадконакопления [1, 4, 8, и др.]. В этой связи использовать бинарную номенклатуру в отношении строматолитов

некорректно (то есть нет смысла говорить о видах), в то же время конкретные морфотипы с комплексом значимых признаков удобно обозначать короткими наименованиями на латыни («родовыми» названиями) и оперировать ими, фактически как терминами.

Как правило, форма строматолитов и их микроструктура напрямую не связаны – слойки с одинаковой структурой обнаруживаются в самых разных морфотипах [9, 10]. Тем не менее, таксономический состав биоты микробных матов влияет на структуру слойков и на характер их поверхности [9, 11], а микрорельеф слойков, в свою очередь, может определять ход макроскопического морфогенеза [12, 13]. Такая взаимосвязь хорошо иллюстрируется на примере строматолитов укской свиты верхнего рифея западного склона Южного Урала.

Терригенно-карбонатная укская свита завершает разрез каратауской серии Башкирского мегантиклинория (БМА) и является одним из подразделений, в котором широко распространены строматолиты [7, 9, 14, 15, 16, 17]. В последние годы они снова оказались в фокусе внимания в связи с перспективой обнаружения в них остатков примитивных животных [18, 19, 20].

Из укской свиты описаны формы *Linella* Krylov, *Tungussia* Semikhatov и *Patomella* Raaben [7, 14, 15, 21]. Ф. Я. Власовым в карбонатных отложениях выделены формы «*Katavia minorum* Vlas., *Minjaria uralica* Kryl., *Linukka confragosa* (Semicch.), *L. emergens* (Kom.)» [22, с. 19] (эти материалы не опубликованы). Поскольку И. Н. Крыловым строматолиты *Tungussia* выделялись в одних и тех же биогермах с *Linella*, М.Е. Раабен и В.А. Комар [7] отдали приоритет последней форме как общему морфотипу.

К морфотипу *Patomella* отнесены столбчатые ветвящиеся разноориентированные строматолиты с диаметром столбиков до 2 см и с сопоставимым с ним межстолбиковым расстоянием, а к морфотипу *Linella* – столбчатые ветвящиеся разноориентированные строматолиты с диаметром столбиков от 2 до 15–20 см (чаще до 8 см) и малым или почти отсутствующим межстолбиковым расстоянием (согласно [7, 14]). По классификации М. Е. Раабен морфотипы *Linella* и *Patomella* относятся к классу тунгуссид (столбчатых «активно-ветвящихся» разноориентированных строматолитов). Смена в стратотипическом разрезе (р. Юрюзань, г. Усть-Катав, Сулеймановская антиклиналь БМА) толщи с *Patomella* на *Linella* связана с ослаблением гидродинамической активности и некоторым уменьшением поступления силикокластики в область седиментации за счёт относительного углубления бассейна седиментации [23]. В строматолитах *Linella* в большом количестве встречаются ориентированные скопления микрита, которые интерпретируются как пелоиды (предположительно губкового генезиса) [20] или же как остатки кальцимикробов [23]. По всей видимости, именно данные образования определяли морфологию элементарных построек [19] – биогермов размером от десятков сантиметров до нескольких метров.

В карбонатной (аккостяжской) толще нижнеукской подсвиты также распространены строматолиты [21, 23], но они пока не описаны на должном уровне. Особый интерес вызывает их чрезвычайно разнообразная морфология: помимо вышеупомянутых тунгуссид здесь отмечаются желваковые формы. В частности, в стратотипическом разрезе свиты для этой толщи характерны бугорчатые *Plicatina* Raaben и сферовидные (полусферические) разности строматолитов; при этом размер отдельных таких бугров и сфероидов принципиально не отличается от размерности биогермов *Linella* верхней подсвиты. Присутствуют также единичные *Conophyton* Maslov, но не исключено, что данная форма обусловлена постседиментационными преобразованиями пород.

В этой же толще разреза в карьере вблизи д. Мясниково (Каратауский структурный комплекс БМА) встречены желваковые *Paniscollenia* Koroliuk и *Colleniella* Koroliuk, полусферические формы, а также единичные гимносолениды (столбчатые «активно-ветвящиеся» субпараллельно-ориентированные строматолиты).

В Алатауском антиклинории БМА (разрезы Аккостяж, Куртаза-Савинтук, Лапины поляны, Кулмас) в аккостяжской толще пока обнаружены только тонкостолбчатые *Patomella* [7, 23], но данное литостратиграфическое подразделение требует более детального изучения.

Таким образом, аккостяжская толща – одно из наиболее разнообразных по количеству морфотипов строматолитов тел во всей каратауской серии. Достаточно резкая смена терригенных отложений на карбонатные (со строматолитами) в нижнеукской подсвите на этом уровне связывается с масштабной трансгрессией [23].

Выводы. 1. Морфотипы строматолитов укской свиты гораздо более разнообразны, чем считалось ранее. Помимо столбчатых *Linella* и *Patomella* здесь встречаются различные желваковые разности. 2. Если в позднеукское время смена морфотипов по разрезу вполне объясняется сменой режима седиментации (характера гидродинамики и количества силикокластики), то богатство форм в маломощной карбонатной аккостяжской толще нижней подсвиты, скорее, обусловлено разнообразием таксонов строматолитообразующей биоты. 3. Недоучёт достаточно большого количества морфотипов даже в «эталонном» разрезе рифея говорит о том, что имеющиеся модели «расцвета и упадка» строматолитов, по крайней мере для позднего рифея, могут нуждаться в корректировке.

Исследования соответствуют теме госзадания ИГГ УрО РАН № 123011800013-6.

Литература:

1. Петров П.Ю. Модель морфогенеза строматолитов // Литология и полезные ископаемые. 1996. № 3. С. 258–269.
2. Макарихин В.В., Медведев П.В. Строматолиты. Методы исследования // Научные on-line-проекты ИГ КарНЦ РАН, 2000. (Эл. ресурс).

3. Dupraz C., Visscher P.T. Microbial lithification in marine stromatolites and hypersaline mats // Trends in Microbiology. 2005. V. 13, № 9. P. 429–438.
4. Riding R. Microbialites, stromatolites and thrombolites // Encyclopedia of Geobiology. Encyclopedia of Earth Sciences series Dordrecht: Springer, 2011. P. 635–654.
5. Burne R.V., Moore L.S. Microbialites; organosedimentary deposits of benthic microbial communities // Palaios. 1987. V. 2, № 3. P. 241–254.
6. Королук И. К. Строматолиты нижнего кембрия и протерозоя Иркутского амфитеатра // Геолого-геохимические исследования нефтегазоносных отложений СССР // Тр. ИГИРГИ. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 112–161.
7. Раабен М.Е., Комар Вл.А. Строматолиты рифея Южного Урала. Стратотип рифея. Палеонтология и палеомагнетизм. М.: Наука, 1982. С. 6–60.
8. Grotzinger J.P., Knoll A.H. Stromatolites in Precambrian carbonates: evolutionary mileposts or environmental dipsticks? // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 1999. V. 27. P. 313–358.
9. Комар Вл.А. Классификация строматолитов по микроструктурам // Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Мат-лы Всесоюзного симпозиума (Ленинград, 11–14 мая 1976 г.). Л.: Наука, 1979. С. 42–45.
10. Матвеев В.А. Силурийские строматолиты поднятия Чернова и западного склона Приполярного Урала. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар, 2016. 128 с.
11. Семихатов М.А., Комар Вл.А. Строматолиты докембрия: биологическая интерпретация, классификация и стратиграфическое значение // Проблемы стратиграфии верхнего протерозоя и фанерозоя. М.: Наука, 1989. С. 13–31.
12. Власов Ф.Я. Анатомия и морфология строматолитов раннего и среднего протерозоя Южного Урала // Материалы по палеонтологии Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1970. С. 152–175.
13. Сумина Е.Л., Сумин Д.Л., Харитонов А.Н., Греченко Т.Н. Координация морфогенетической активности в современных и ископаемых сообществах цианобактерий // Журнал общей биологии. 2020. Т. 81, № 6. С. 403–420.
14. Крылов И.Н. Рифейские и нижнекембрийские строматолиты Тянь-Шаня и Каратау. М.: Наука, 1967. 78 с.
15. Крылов И.Н. Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. М.: Наука, 1975. 243 с.
16. Раабен М.Е., Забродин В.Е. Водорослевая проблематика верхнего рифея (строматолиты, онколиты). М.: Наука, 1972. 130 с.
17. Комар Вл.А. О строении и строматолитах типовых разрезов верхнего рифея (Южный Урал) // Известия АН СССР. Сер. геол. 1978. № 8. С. 50–60.
18. Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Дуб С.А., Мельник Д.С., Парфенова Т.М., Колесников А.В., Чередниченко Н.В., Киселева Д.В. Укская свита верхнего рифея Южного Урала: седиментология и геохимия (первые результаты исследований) // Литосфера. 2019. Т. 19, № 5. С. 659–686.

19. Grazhdankin D., Polivkin G., Dub S. Lateral accretion of a Tonian stromatolite reef by means of subhorizontal growth of stromatolite columns // The First International Conference of Biosedimentology. Microorganisms, Biomineralization, and Carbon Neutrality. Wuhan: China University of Geosciences, 2024. P. 135–136.
20. Поливкин Г.Ф. Микроструктурные особенности строматолитов *Linella ukka* из укской свиты верхнего рифея Южного Урала // Закономерности эволюции и биостратиграфия. Мат-лы LXX сессии ВПО. СПб.: Картфабрика Ин-та Карпинского, 2024. С. 131–132.
21. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с.
22. Шалагинов В.В. Схемы стратиграфии докембрийских отложений Урала // Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (докембрий, палеозой). Мат-лы и решения 4 Уральского межвед. страт. совещ. (Свердловск, 1990 г.). Екатеринбург: УГСЭ, Роскомнедра, 1994. С. 9–20.
23. Дуб С.А. Карбонатные отложения укской свиты верхнего рифея Южного Урала: литология, геохимия, обстановки седиментации. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 2025. 24 с.

КАРБОНАТНОСТЬ ОТЛОЖЕНИЙ КЛИНОФОРМНОГО КОМПЛЕКСА ПАННОНА (СЕРБИЯ)

Е. А. Жуковская*, Н. Н. Гатина
НТЦ НИС, Сербия
*E-mail: ZhukovskaiaEA@nis.rs

Ключевые слова: озерные турбидиты, Паннонский бассейн, карбонатно-терригенная седиментация, доломит, кутногорит.

Исследования клиноформного комплекса паннона/нижнего понта (по различным стратиграфическим шкалам) Паннонского бассейна позволили авторам установить некоторые особенности осадконакопления [1]. Карбонатно-терригенные отложения озерных относительно глубоководных конусов выноса накапливались в результате деятельности турбидитовых систем со смешанным песчано-глинистым питанием преимущественно гибридного и гиперпикнального типа [2].

Литологический состав средне-мелкозернистых песчаных пород проксимальных и медиальных турбидитов достаточно стабилен даже в разных клиноциклитах. Это полимиктовые мелкозернистые алевритовые песчаники с содержанием кварца по данным рентгеновской дифрактометрии 36–72 %, часто со значительным количеством чешуек мусковита (в зависимости от состава источников сноса), с карбонатным и глинистым цементом. Сортировка обломков средняя до хорошей, окатанность – средняя.

СЕКЦИЯ «ЛИТОЛОГИЯ» МОСКОВСКОГО ОБЩЕСТВА ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ (МОСКВА, 2026)

Общая карбонатность в песчаниках составляет в среднем 20 %, достигая в некоторых интервалах 34 %, при практически равном соотношении кальцита и доломита с редкими вариациями от 0.2 до 3.8. Кальцит и доломит имеют первичную седиментационную природу, как в виде микритового и мелкозернистого цемента (Рисунок 1а), так и фрагментов известковых пород. Обычно в песчаниках наблюдается закономерное сокращение содержания доломита при росте доли кальцита. Также часто в ряде клиноциклитов фиксируется некоторое уменьшение вверх по разрезу суммарного содержания карбонатных минералов. Еще одной особенностью является пониженное содержание карбонатных минералов в прослоях явной гиперпикнальной природы (Рисунок 2). Кроме того, в песчаниках более древних клиноциклитов при удалении в сторону бассейна от условной бровки шельфа наблюдается сокращение суммарной карбонатности до 5–10 %.

Формирование доломита в условиях пресноводного озера является типичным процессом для Паннонского бассейна. Вторичная доломитизация в песчаниках проявлена слабо, поэтому в шлифах редко наблюдается увеличение пористости с ростом доли доломита.

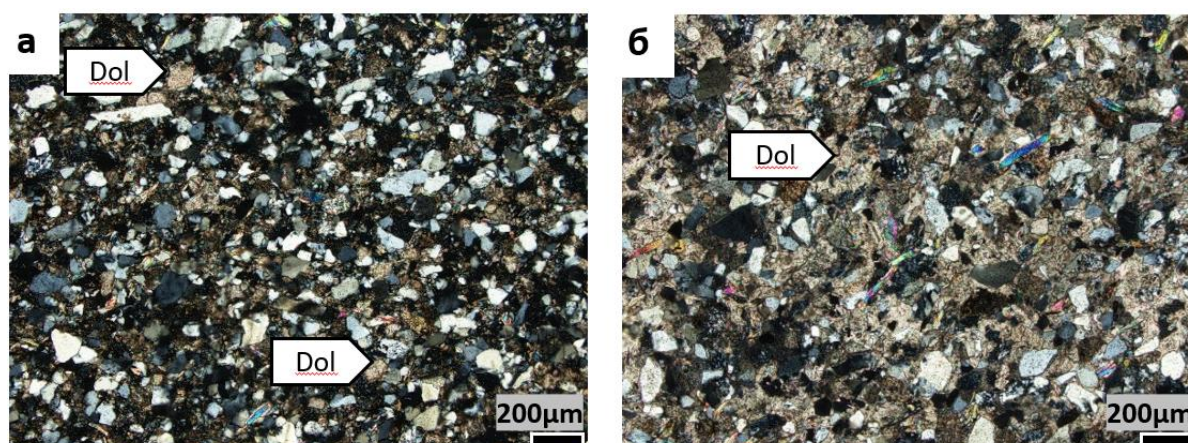


Рисунок 1. Фото шлифов песчаников Скв. К-1 (николи х): а – с первичным кальцитом 3 % и вторичным доломитом 7%, б – со вторичным карбонатным цементом (кальцит 36 %, доломит 6 %).

Вторичный кальцитовый постседиментационный спаритовый поровый цемент (Рисунок 1б) встречается крайне редко. В целом же встречаемость карбонатов в песчаниках достигает 100 %, то есть во всех образцах, в том числе и нефтенасыщенных, в том или ином количестве присутствуют карбонатные минералы. Для песчаников ачимовской толщи Западной Сибири такой показатель встречаемости характерен только для среднезернистого раннекатагенетического кальцита [3].

Отдельного внимания заслуживает такой карбонатный минерал как кутногорит – карбонат кальция и марганца группы доломита, определенный по результатам рентгенофазового анализа в количестве 2–10 %, в среднем 6 % пока на единственной

площади. Его формирование может быть связано с локальными особенностями состава пород в области питания или наложенными процессами с привносом марганца. Этот вопрос требует дополнительного изучения.

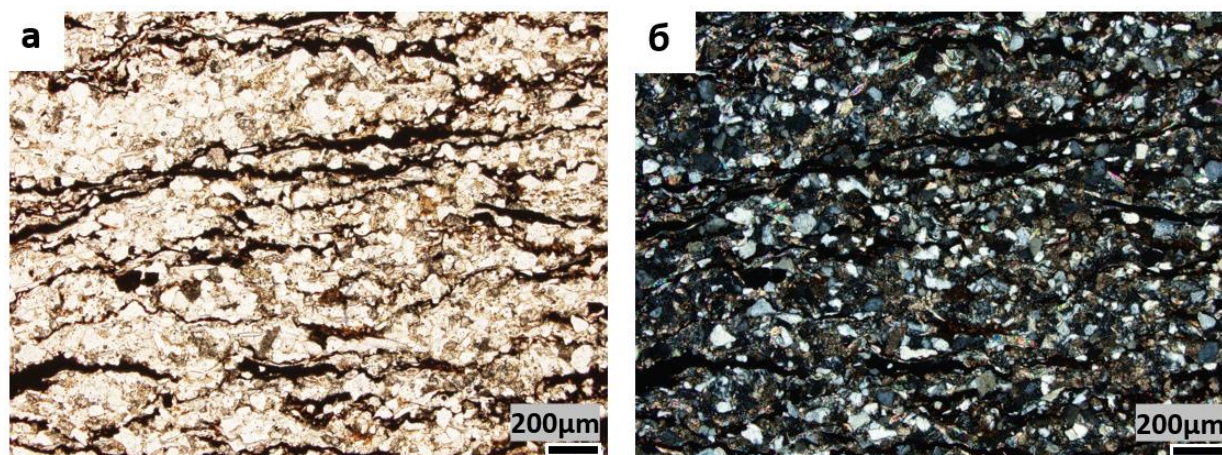


Рисунок 2. Фото шлифов песчаников гиперпикнальных турбидитов Скв. К-1: а – николи II; б – николи X (кальцит 2 %, доломит 6 %).

Фоновые глинистые отложения гемипелагитов и дистальных турбидитов имеют повышенную относительно песчаников суммарную карбонатность 35–81 %. Кальцит доминирует среди карбонатов, а соотношение кальцита к доломиту варьирует от 6.1 до 33 (в среднем 11.2), что резко отличает эти породы от песчаных.

Отсутствие принципиальных отличий в накоплении карбонатов в песчаниках и более тонкозернистых разностях свидетельствует в пользу их преимущественно седиментационного образования в виде микритового цемента, что, например, совершенно не характерно для морских относительно глубоководных песчаных турбидитов нижнемеловой ачимовской толщи Западной Сибири [3]. Наличие в озерных турбидитах значительного количества седиментационных карбонатных минералов приводит к быстрой литификации осадка, что отражается в морфологии питающих каналов, размерах и строении конусов выноса и в большом количестве оползневых тел (около 20 % от площади).

Таким образом, в результате исследований установлены количественные характеристики карбонатности пород озерного турбидитового клиноформного комплекса раннего понта (паннона), что уже используется в геологических моделях месторождений.

Продолжение изучения данного вопроса предполагает выполнение стадийного анализа с привлечением электронной микроскопии.

Литература:

1. Гатина Н.Н., Сапрыгин А.В., Редина С.В., Жуковская Е.А., Ахметзянов Р.В., Данилин М.А. Особенности строения клиноциклитов верхнемиоценового возраста Паннонского

бассейна в свете их нефтегазоносности (регион Банат, Сербия) // Сборник материалов 12-геолого-геофизической конференции «Санкт-Петербург 2026. Геонауки: от современных вызовов до решений, открывающих будущее». СПб, 2026. С.352-356. ISBN-978-5-6055677-0-7

2. Жуковская Е.А. О гиперпикнальной природе озерных турбидитов понта Сербского Баната (Паннонский бассейн, Сербия) // Сборник научных чтений «Экзолит 2025». Москва. 2025 с.56-59.

3. Жуковская Е.А., Шегай В.И. Известковистость коллекторов нижнемеловой ачимовской толщи // Материалы XII Всероссийского совещания «Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии» 7-11 октября 2024 г. г. Южно-Сахалинск / - Южно-Сахалинск: Издательство ООО "Индиго", 2024. С.98-102.

ИХНОФОССИЛИИ – НОВЫЙ ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ В ОЛИГО-МИОЦЕНОВОМ КОМПЛЕКСЕ ДРМЛЯНСКОЙ ДЕПРЕССИИ (СЕРБИЯ)

Е. А. Жуковская*, А. Нинич
НТЦ НИС, Сербия
*E-mail: zhukovskaia.ea@nis.rs

Ключевые слова: Паннонский бассейн, синрифтовые отложения, псефитолиты, биотурбационные текстуры.

Изучение керна погребенных синрифтовых преимущественно грубообломочных (псефитолитовых) отложений Паннонского бассейна (ПБ) традиционно основано на принципах стратиграфии рифтовых отложений и классического фациального анализа керна без детального рассмотрения ихнофоссилий. В результате биотурбационные структуры часто упускаются из виду, несмотря на значительный прогресс в ихнофациальных исследованиях за последние десятилетия. Интеграция седиментологической и ихнологической информации представляет собой мощный инструмент для фациального анализа, особенно в условиях континентального осадконакопления.

В настоящее время принято выделять три континентальные архетипические ихнофации: *Scoyenia*, *Mermia* и *Coprinisphaera* [1–4]. Недавние работы показывают, что неморские ихнофации столь же многочисленны, как и морские ихнофации, и все же они остаются в значительной степени не диагностируемыми и недостаточно изученными. Их применение и интерпретация в этой части разреза ПБ остаются ограниченными. Синрифтовые озерные отложения бассейна реки Дрмно представляют прекрасную возможность описать и оценить значимость ихнофаций для анализа условий

осадконакопления погребенных толщ. Всего было изучено 26 скважин с общей протяженностью керна (616.5 м). В ходе работы был выполнен фациальный анализ керна и ихнологический анализ всех интервалов с биотурбационными текстурами. Относительно небольшой диаметр керна (не более 110 мм) ограничивает распознавание внутренних текстур в псефитолитах. Поэтому больший акцент был сделан на анализе более мелкозернистых интервалов, где признаки биотурбации могут быть выявлены более надежно.

Генетическая интерпретация керна указывает на преобладание континентальных кремнекластических отложений и позволила предположить высокую скорость поступления терригенного материала, его быстрое захоронение с сохранением определенных текстурно-структурных особенностей отложений, которые представлены преимущественно конгломератами, гравелитами и разнозернистыми песчаниками.

Значительная часть исследованного керна относится к верхней части синрифтовой толщи. Эти интервалы керна характеризуются присутствием различных ихнофоссилий. В среднем на 6 м керна приходится один интервал биотурбационных текстур. Максимально ихнофоссилии развиты в комплексе отложений фронта фан-дельты (дельты гилбертова типа) и средней сублиторали (озерной) с примесью грубообломочного материала за счет поступления его с паводковыми водами. При изучении разреза установлена интенсивность биотурбации осадка от слабой до средней.

Указанные в Таблице ихнофоссилии представляют собой первый подробный ихнологический отчет из бассейна реки Дрмно и являются одними из немногих, обнаруженных в этой части ПБ в Сербии.

Таблица. Характеристика верхней части синрифтового комплекса олиго-миоцена.

Фация / фациальная ассоциация	Встречаемость фаций, %	Ихнофоссилии
Центральная зона озера и нижняя сублитораль	18,7	<i>Mermia</i> , <i>Planolites</i>
Фронт фан-дельты	36,8	<i>Skolithos</i> (?), <i>Planolites</i>
Средняя сублитораль с паводковыми импульсами	19,4	нет
Верхняя сублитораль озера и береговая зона (нижний пляж)	13,0	<i>Scoyenia</i> , <i>Skolithos</i>
Нижняя дельтовая равнина - верхний пляж	7,8	<i>Scoyenia</i> , <i>Taenidium</i>
Проллювиальный конус выноса	4,3	Нет

Ассоциация ихнофаций *Scoyenia* и *Mermia* соответствует неморской среде. Ихнофация *Mermia* указывают на хорошо окисгенированное, низкоэнергетическое осаждение в сочетании с воздействием воздуха (аэрацией) – условия, характерные для неглубоких озер с отсутствием выраженной стратификации воды. Ихнофация *Scoyenia* (следы питания осадком – Fodinichnia) контролируется субстратом и типична для

континентальных наземных условий (Рисунок а, б). Развитие *Scoyenia* зависит от положения и колебаний уровня грунтовых вод, которые являются причиной сложного характера ходов.

Кроме того, в керне были обнаружена *Ophiomorpha* (Рисунок в). Этот контролируемый субстратом ихнотаксон, встречается в основном в мелко- и среднезернистых песчаных отложениях, накопленных в мелководных морских условиях. Этот факт может указывать на эпизоды ингрессий морского бассейна.

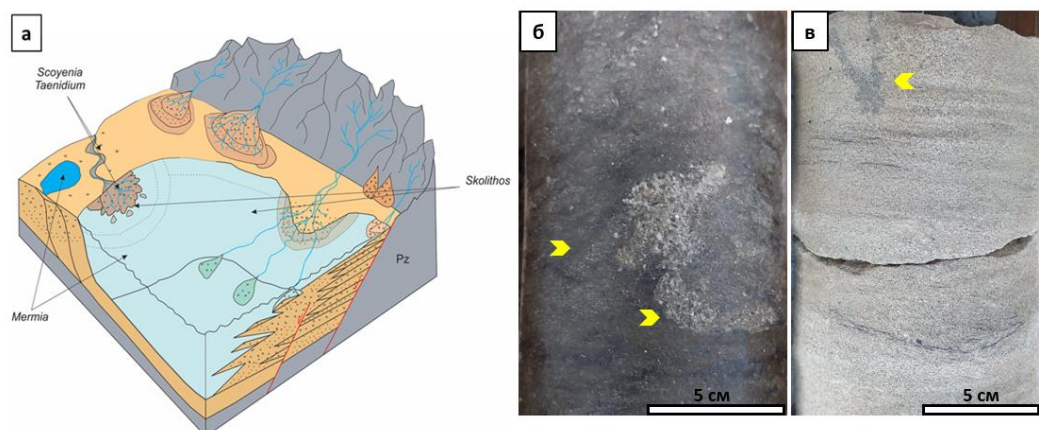


Рисунок. Ихнофоссилии олиго-миоцена Дрмлянского суб-бассейна: а – концептуальная схема седиментации олиго-миоцена; б – ихнофация *Scoyenia*: ихнофоссилии *Scoyenia* и *Taenidium*; в – *Ophiomorpha*.

Диагностированные ихнофациальные комплексы в синрифтовых отложениях указывают на сильную изменчивость окружающей среды, отражающую чередование высокоэнергетических условий с большим количеством обломочных осадков и быстрым накоплением крупнозернистых отложений, и низкоэнергетических условий, характеризующихся отложением более мелкозернистых наносов в озерных и речных бассейнах.

Таким образом, в данном сообщении представлена первая ихнологическая характеристика формации олиго-миоцена Дрмлянского суб-бассейна ПБ. Следы ископаемых рассматриваются авторами как важные индикаторы для реконструкции экологических условий прошлого.

Литература:

1. Микулаш Р., Дронов А. Палеоихнология – введение в изучение ископаемых следов жизнедеятельности. Прага: Геологический институт Академии наук Чешской Республики, 2006. 122 с.
2. Knaust D., Bromley R.G. (Eds.). Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments // Developments in Sedimentology. 2012. Vol. 64. 960 p.
3. Bromley, R.G. Trace fossils: biology and taphonomy. Unwin Hyman Ltd, London, 1990: 280 p.

4. Buatois L.A., Mángano M.G. Trace fossil analysis of lacustrine facies and basins // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1998. Vol. 140. P. 367–382.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СИЛУРИЙСКОГО РИФООБРАЗОВАНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ И СЕВЕРО-АМЕРИНСКОЙ ПЛАТФОРМ

Л. М. Журавлева^{1*}, В. Г. Кузнецов^{1,2}

¹РГУ нефти и газа (НИУ) имени И. М. Губкина, Москва

²ИПНГ РАН, Москва

*E-mail: zhurawlewa.lilia@yandex.ru

Ключевые слова: рифы, силур, глобальные и региональные факторы.

Силурийские рифы двух регионов представляют один из этапов глобального развития рифообразования в палеозойской истории Земли. В настоящем сообщении изложены результаты сравнительного анализа развития рифообразования в пределах двух древних платформ – Восточно-Европейской и Северо-Американской.

Восточно-Европейская платформа в силуре представляла собой обширную сушу, лишь на западе относительно узкой полосой располагалось крайне мелководное море. Северо-восточная окраина платформы – Печорская синеклиза, прилегающие части шельфа современного Баренцева моря и его островов – омывалась эпиконтинентальными морями, раскрывавшимися в Уральский палеоокеан, и именно здесь осуществлялось основное сугубо морское осадконакопление. Соленость прилегающих морей была среднеокеанической, глубина относительно небольшой, отвечающей условиям фотической зоны. Континентальный блок находился в гумидной климатической области.

Силурийское рифообразование началось во второй половине лландовери на границе относительно мелководных и глубоководных океанических областей, где создавались палеогеоморфологические условия, благоприятные для зарождения и роста рифов. В конце лландовери рифостроение ненадолго прекратилось, восстановилось во второй половине венлока и в лудлове достигло максимума. Положение сооружений на границе зон разной глубины определило асимметрию их поперечного сечения: незначительное превышение над мелководными областями наплатформенных бассейнов и существенно большее в сторону Уральского палеоокеана.

Рифовые массивы имеют зональное внутреннее строение [1], отвечающее этапам развития: в венлоке формировались их основания – холмы, биогермы, в составе которых описаны биокластовые, и илово-биокластовые известняки с характерными текстурами строматактисов, биокластовые доломиты. В лудловское время наступает расцвет каркасного рифостроения, когда в качестве рифостроителей выступают табуляты, ругозы, строматопораты, мшанки, гидроидные, кроме того, брахиоподы, криноидеи.

Огромный вклад в рифостроение вносят микробиальные и водорослевые сообщества, кальцимикробы. Рифы перекрываются илово-зернистыми и биокластовыми известняками.

Рифы Северо-Американской платформы развивались в существенно иных тектонических и климатических условиях. Большая, северная, часть платформы была покрыта мелководными и слабо дифференцированными по глубине водоемами, а в южной части платформы, в современных координатах в области Великих озер, на общем мелководном фоне существовали внутриплатформенные впадины – синеклизы – Иллинойский, Мичиганский бассейны, и краевая синеклиза – Преаппалачский бассейн, в пределах которых прогибание превосходило скорость компенсирующего осадконакопления, то есть существовали относительно глубоководные бассейны, где могли формироваться и формировались морфологически выраженные рифы.

Первые рифы связаны с формацией Александрия основания лландовери, однако количество их невелико, а мощности весьма незначительны. Расцвет рифостроения наступил в венлоке. Сооружения установлены в формации Локпорт, датируемой второй половиной венлока и началом лудлова в составе серии Ниагара. В подавляющем большинстве это одиночные относительно симметричные в поперечном сечении постройки самых разнообразных плановых конфигураций, с разными соотношениями между поперечными размерами и высотой сооружений (пэтч-риффы, пиннаклы).

Во многих случаях рифы образуют барьероподобные системы, состоящие из «сросшихся» дискретных пиннаклов, которые обрамляют Мичиганский внутренний бассейн в виде довольно широкой кольцевой полосы, обозначенной в литературе – «рифовым поясом» или «рифовым трендом» [2, 3]. В пределах этой полосы локализуются и наиболее крупные обособленные рифовые сооружения.

Рифы бассейна Великих озер тоже имеют закономерное внутреннее строение [4]: прежде всего формируется биогерм без синхронного обломочного шлейфа, затем по мере развития и увеличения высоты биогерм превращается в настоящий риф с обломочным шлейфом. Процесс роста завершается формированием строматолитовой пачки, что обусловлено общим существенным повышением солености водоема, когда биота вымирает, остаются только строматолитообразующие цианобактериальные сообщества. Основные рифостроители – табуляты, ругозы, строматопораты, мшанки. Весьма многочисленны криноидеи и брахиоподы, «известковые» водоросли, среди которых помимо цианобактерий, описываются зеленые, багряные, в том числе, кораллиновые, разности [2, 5].

В лудлове количество сооружений заметно снижается, причем, это уже одиночные сооружения, барьероподобные системы редки, то есть в лудлове в развитии рифостроения намечается некоторый спад.

Силурийские бассейны Северо-Американской платформы находились в аридных климатических условиях, что обусловило перекрытие рифов сульфатами и солями

формации Сэлайна. Дно водоема представляло собой моноклираль, полого погружавшуюся в направлении центральной, глубоководной части бассейна – рампу, осложненную ступенями. На них и формировались изолированные рифы, а подобная локализация определяла их симметричное профильное сечение.

В процессе сравнительного анализа рифообразования выявлены как общие черты, так и существенные различия.

Самой важной общей характеристикой является комплекс рифостроителей и сопутствующей биоты. Идентично строение сооружений: в рифах обоих регионов прослеживается определенная стадийность развития. Принципиально однотипно было и развитие рифообразования во времени. Самое начало рифостроения в обоих случаях приходится на лландовери. Далее рифостроение затухает и практически исчезает в первой половине венлока, а затем во второй половине венлока практически одновременно возобновляется в обоих регионах, причем, сразу весьма активно.

При детальном же сопоставлении временного развития рифов двух платформ отмечаются и некоторые различия: на Северо-Американской платформе первые сооружения появились в начале лландовери, основное рифостроение пришлось на венлок и резко снизилось в середине лудлова, хотя в отдельных регионах продолжалось до середины пржидолия. На Восточно-Европейской платформе рифостроение началось во второй половине лландовери, прервалось в конце лландовери, восстановилось во второй половине венлока, в лудлове достигло расцвета, а к началу пржидолия полностью прекратилось.

Важные различия обусловлены разным характером тектонического строения и развития двух платформ. Северо-Американские рифы расположены на локальных поднятиях пологих склонов внутриплатформенных впадин, что обусловило их обособленность и симметрию поперечных сечений. Рифы Восточно-Европейской платформы развивались на границе платформы с океаническим бассейном, а подобная локализация определила их асимметричную морфологию. Положение платформ в разных климатических зонах послужило причиной еще одного важного различия – в составе перекрывающих отложений. В гумидных условиях Восточно-Европейской платформы это карбонатные и глинисто-карбонатные породы, в то время как в аридной зоне Северо-Американской платформы – ангидриты и каменные соли.

Таким образом, общие характеристики обусловлены глобальными причинами и, прежде всего, биологическими – закономерностями развития органического мира, различия – сугубо региональными причинами, среди которых – тектонические и климатические условия.

Работа выполнена в рамках задания FMME-2025-0012

Литература:

1. Антошкина А.И. Раннепалеозойское рифообразование на севере Урала как пример его взаимосвязи с гео-биосферными изменениями // Рифогенные формации и рифы в

эволюции биосферы. Серия «Гео-биологические системы в прошлом». М.: ПИН РАН. 2011. С. 116–141.

2. Copper P., Branton F.R. A global review of Silurian Reefs // In: The Murchison Symposium: Proceedings of an International Conference of the Silurian System. Special Haher in Palaeontology, 1991. V. 44. P. 225–259.

3. Rine M., Csuturs A., Harrison W., Kaczmarek S., Barnes D. Silurian Mulde event recorded in Michigan Basin // Conference Haher, January 2016. 38 p. DOI: 10.1130/abs/2016nc-275069.

4. Rine M.J., Garret J.D., Kaczmarek S.E. A new facies architecture model for the Silurian Niagaran pinnacle reef complexes of the Michigan basin // Advances in characterization and modeling of complex carbonate reservoirs—In Memory of Eric Mountjoy. SEPM Special Publication No. 109. Copyright, 2017. P. 1–17. DOI: <http://dx.doi.org/10.2110/sepmsp.109.02>

5. Trout J. L. "Faunal distribution and relative abundance in a Silurian (Wenlock) pinnacle reef complex - Ray Reef, Macomb County, Michigan". Master's Theses. 110, 2012. https://scholarworks.wmich.edu/masters_theses/110.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ВИКУЛОВСКОЙ СВИТЫ КРАСНОЛЕНИНСКОГО СВОДА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Е. И. Заманова^{1,2,3*}, И. В. Панченко², П. Ю. Куликов²

¹ ООО «ГЕОМ», Москва

² ЗАО «МиМГО», Москва

³ МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва

*E-mail: zamanova.e.i@yandex.com

Ключевые слова: викуловская свита, Красноленинский свод, структурно-текстурный анализ.

Викуловская свита – терригенный комплекс отложений, распространенный в пределах Западно-Сибирской плиты и детально изученный в ее центральной части, в частности на территории Красноленинского свода в Ханты-Мансийском автономном округе. Данные отложения сформировались в аптский век. Перекрываются морскими глинами ханты-мансийской свиты альбского века, которая служит региональной покрывкой для залежей углеводородов [1]. Мощность свиты значительно варьируется в зависимости от района и составляет от 70 до 300 метров.

Время формирования викуловской свиты характеризовалось сложной и изменчивой обстановкой осадконакопления, представлявшей собой мелководный морской бассейн, часто полуизолированный, с активной динамикой вод. При этом нижняя часть разреза формировалась под контролем системы врезанных речных долин, по которым осуществлялся снос обломочного материала, тогда как верхняя часть

накапливалась в условиях мелководно-морского шельфа, где основную роль играли штормовые и волновые процессы, формирующие тонкое переслаивание песков и глин [2]. Материал поступал с двух основных направлений – Приуральского и Среднеобского, что создавало сложную картину распределения песчаных тел.

Свита подразделяется на две подсвиты. В данной работе рассматривается пласт ВК₁, относящийся к верхней подсвите. Нижняя подсвита сложена преимущественно темно-серыми аргиллитами и глинами с прослоями алевролитов, и растительным детритом, то есть представляет собой песчано-алевроито-глинистую толщу. Верхняя подсвита является существенно алеврито-песчаной и сложена серыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, часто глинистыми или известковистыми, с прослоями аргиллитов, при этом в породах встречаются обугленный растительный детрит, зерна глауконита и пирита [3].

В процессе исследований пласт ВК₁ был разделен на 8 литологических пачек (Рисунок 1).

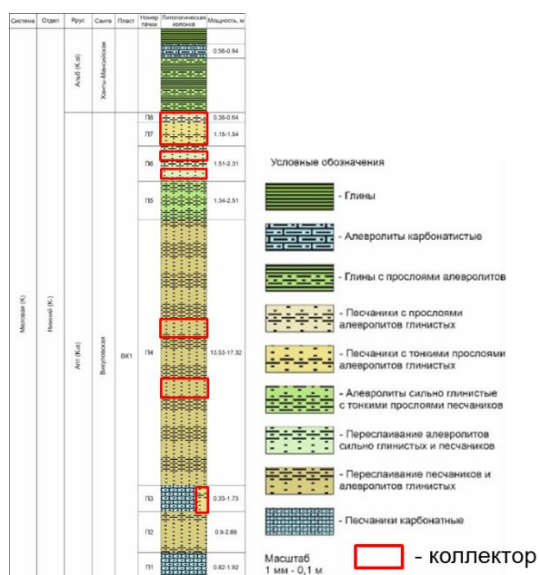


Рисунок 1. Литологическая колонка изучаемых отложений пласта ВК₁.

Пачка 1 представлена карбонатизированными песчаниками, мощностью 1–2 м. Пачка 2 сложена циклическим переслаиванием глинистых песчаников и алевролитов, формирующих ритмично-слоистую толщу мощностью до 3 м. Пачка 3 отличается фациальной изменчивостью в пределах исследуемой территории. В северной части она представлена песчаниками с маломощными пропластками глинистых алевролитов, нередко наблюдается насыщение углеводородами. В южной части доминируют карбонатизированные песчаники. Мощность этой пачки варьируется от 0,4 до 2 м, что указывает на латеральную неоднородность обстановки осадконакопления. Пачка 4 – наиболее мощное подразделение разреза (достигает 17,5 м), сложенное ритмичным

переслаиванием глинистых песчаников и алевролитов. Предполагается её цикличное строение (возможное расчленение на седиментационные циклиты), однако данная корреляция требует дальнейших уточняющих исследований. Внутри пачки фиксируются прослой песчаников мощностью до 1.5 м, обладающих улучшенными фильтрационно-емкостными свойствами (коллекторы). Пачка 5 представлена сильно глинистыми алевролитами с маломощными песчаными прослойками. Её мощность не превышает 2.5 м. Пачка 6 - переслаивание сильно глинистых алевролитов и песчаников, суммарной мощностью до 2.5 м. Песчаные разности, приуроченные к этой пачке, выступают в роли потенциальных коллекторов. Пачка 7 сложена песчаниками с тонкими (сантиметровыми) прослоями глинистых алевролитов, мощность — до 1.5 м. Пачка 8 содержит песчаники с изолированными алевролитовыми прослоями, мощность варьируется в диапазоне 0.4–0.8 м.

Наибольший литолого-петрографический интерес представляют пачки 7 и 8, поскольку в их составе установлено существенное доминирование калиевого полевого шпата (КПШ) над плагиоклазами, что свидетельствует о специфических условиях седиментогенеза и источнике сноса. Кроме того, в пачке 8 фиксируется аномально повышенное содержание акцессорного циркона. Важно отметить, что отложения обеих пачек повсеместно демонстрируют насыщение углеводородами.

На основе структурно-текстурного анализа керна для пласта ВК₁ обоснована седиментационная модель берегового склона (Рисунок 2) [4]. В керне диагностируются линзовидно-волнистые текстуры, классифицируемые как темпеститы - штормовые отложения, формирующиеся в результате циклического воздействия волновых процессов выше штормового базиса. Подобные текстурные признаки однозначно указывают на высокоэнергетическую динамическую обстановку осадконакопления.

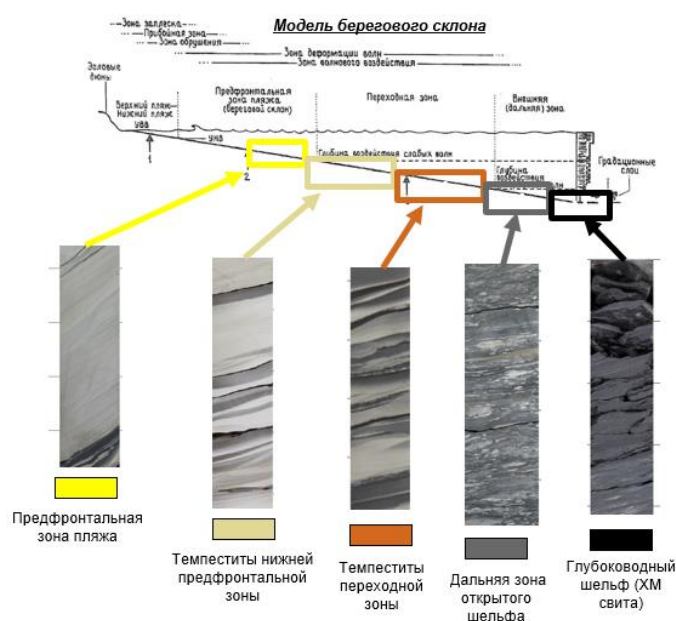


Рисунок 2. Модель формирования пласта ВК₁.

Литература:

1. Постников А.В., Постникова О.В., Изъюрова Е.С., Сивальнева О.В., Изъюров А.Д., Зуева О.А., Юнусов Р.Р. Литологическая характеристика и условия формирования отложений викуловской свиты центральной части Красноленинского свода Западной Сибири. Георесурсы, 26(3), 2024. С. 184197. <https://doi.org/10.18599/grs.2024.3.19>
2. Медведев А., Лопатин А.Ю., Масалкин Ю.В. Секвенс-стратиграфическая модель продуктивных отложений викуловской свиты Каменной площади Красноленинского свода. Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, (3), 2011. с. 39–55.
3. Хуснуллина Г.Р. Геологическое строение и условия формирования продуктивных пластов викуловской свиты Красноленинского месторождения нефти (Западная Сибирь): Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Тюмень, 2014. 195 с.
4. Барабошкин Е.Ю. Практическая седиментология. Терригенные резервуары: Пособие по работе с керном. М.: European assoc. of geoscientists; Тверь: ГЕРС, 2011, 150 с.

О КАЛЬЦИТЕ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ

М. Н. Зинчук, Н. Н. Зинчук*

ЗЯНЦ АН РС (Я), Мирный

*E-mail: nnzinchuk@rambler.ru

Ключевые слова: кимберлиты, Сибирская платформа, магнетит.

Характерной чертой кимберлитовых тел, установленных на древних платформах мира, является значительная изменчивость параметров их вещественного состава. Высокий градиент изменчивости вещественных признаков в объеме кимберлитовых тел во многом связан с полигенностью и гетерохронностью компонентов самих слагающих трубки пород, охватывающих диапазон условий образования от верхней мантии (через пневматолитово-гидротермальную стадию) до гипергенеза. Значительную роль в формировании окончательного облика кимберлитов играет вмещающая диатремы среда (состав и механические свойства вмещающих пород). Зависимость петрофизических, петрохимических, геохимических и минералогических особенностей кимберлитов от состава и механических свойств вмещающих трубки пород должна учитываться при прогнозировании и поисках коренных месторождений алмазов. Под влиянием вмещающих пород химический состав кимберлитов может стать существенно отличным от привычного первичного состава в связи с чем химический критерий может потерять свою диагностическую роль. Петрофизические свойства кимберлитовых пород во многом зависят от степени постагматических и гипергенных изменений, главным минералом среди которых является кальцит. В настоящей работе дана характеристика

кальциту–доминирующему, породообразующему минералу класса карбонатов в кимберлитах.

Теория. В кимберлитах доминируют новообразования, образованные из термальных растворов, под которыми подразумеваются не только постмагматические ювенильные, но и образовавшиеся в период формирования диатрем и на более поздних этапах их становления. В результате изучения кимберлитов с применением комплекса современных физико-химических методов диагностировано и исследовано более 60 вторичных минералов.

Результаты исследований. *Кальцит* является одним из наиболее распространенных карбонатов в кимберлитовых породах как СП, так и других регионов мира. Часто минерал наблюдается в виде неправильных зерен и их агрегатов в основной массе пород (Рисунок, а–г).

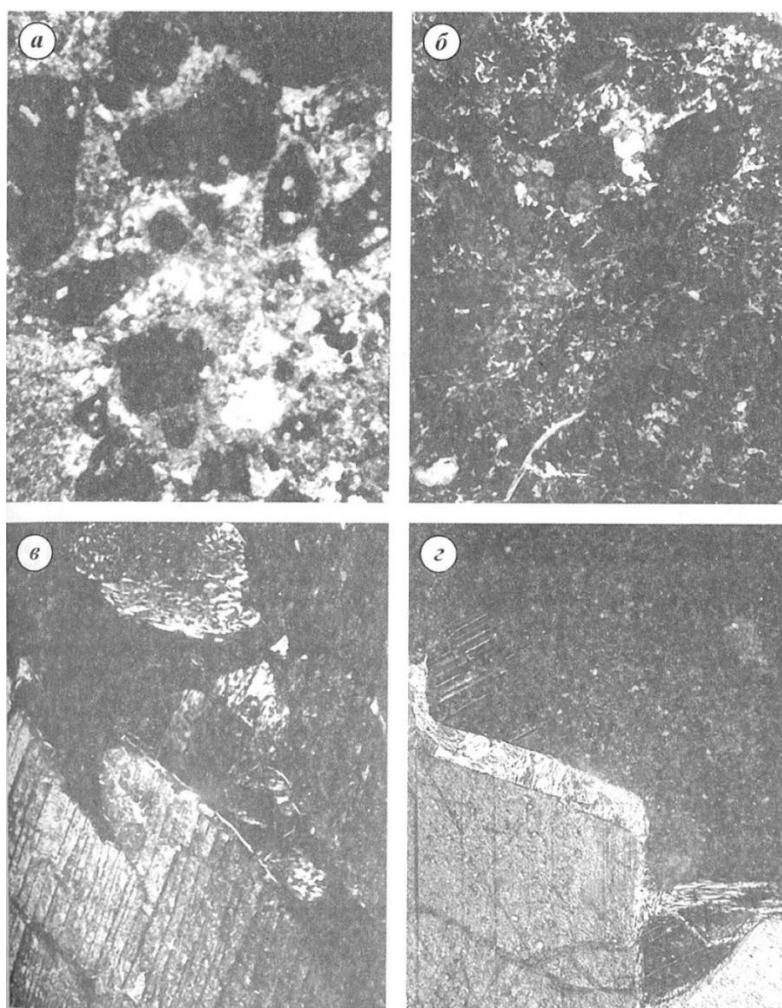


Рисунок. Новообразования карбонатов в кимберлитах верхних горизонтов трубки Удачная Кимберлитовая порода с большим (а – обр. УЗ-102) и малым (б – обр. У-35-6) содержанием карбонатов в основной массе; кальцит с пироауритом (в – обр. У-36-19) и сепиолитом (г – обр. У-32-2). Шлифы, с анализатором, увеличение 60^x.

Агрегаты кальцита неправильной формы также входят в состав псевдоморфоз по оливину. Довольно часто распространены лейстовидные и столбчатые выделения минерала, приуроченные к основной массе породы, неравномерно распределенные как по вертикальному разрезу трубок, так и в плане по площади изученных опорных горизонтов. Во многих диатремах (Удачная, Юбилейная и др.) отмечены прожилки и гнезда кальцита, а иногда и сферические образования минерала. Встречены и концентрически-зональные полусферы, на поверхности которых вырастают корочки других новообразований (кварца, сепиолита, битумов и др.). Жилы и гнезда кальцита в кимберлитах нередко выполнены хорошо ограненными кристаллами, образующими друзы. Наиболее часто встречающимся простыми формами минерала в кимберлитах являются [1–3] скаленоэдры и ромбоэдры. Иногда прожилки кальцита пронизывает в различной степени рыхлый кимберлит. Кальцит образует здесь удлиненные зерна, ориентированные перпендикулярно к поверхности кимберлита, с которым имеет резкий контакт. Минерал в этом случае слабо окрашен в зеленоватые тона разной интенсивности.

В отдельных диатремах (Мир, Интернациональная и др.) отмечены игольчатые образования кальцита. Иголки чаще всего представлены мутными выделениями кальцита, вызванными включениями рудных минералов. В таких смесях минерал уверенно диагностируется рентгенографическими ($d=0.380$; 0.3007 ; 0.2487 ; 0.2275 ; 0.2084 ; 0.1902 и 0.1834 нм), термографическими (четкий эндотермический эффект в области $800\text{--}1000$ °С) и химическими исследованиями, отметившими преобладание в минерале СаО ($51.01\text{--}56.20$ %) и СО₂ ($33.74\text{--}43.62$ %). Основная масса кимберлитовых пород сложена преимущественно смесью карбонатов и серпентина с переменной примесью многих других новообразований. Часть кальцита выполняет в таких породах пустотно-прожилковые образования, формируя в кимберлитах прожилки, друзы, жеоды и щетки. В качестве позднего новообразования кальцит установлен и в некоторых глубинных включениях (породах): в ильменит-титан-клиногумитовых дунитах (парагенетическая ассоциация Ti-клиногумит + К-рихтерит + кальцит + апатит + пирротин), рутил-цирконовых сростках (циркон + флогопит + кальцит), рутиловых эклогитах (амфибол + флогопит + кальцит + апатит ± кварц), ильменит – амфиболовых вебстеритах (амфибол + циркон + апатит + кальцит) и некоторых глиммеритах (флогопит + кальцит ± амфибол). Кальцит известен также в виде включений в цирконах, гранатах и оливинах. Микровключения его зафиксированы и в некоторых алмазах Заира, Ботсваны и других регионов [4–6]. На данном этапе изученности кальцита, можно выделить: а) ранний (глубинный) первично магматический кальцит (включения в глубинных минералах), образующийся из первичной водно-силикатно-карбонатной магмы [7–9]; б) глубинный метасоматический кальцит – продукт верхнемантийного метасоматоза глубинных пород [1–3]; в) собственно «кимберлитовый» кальцит, кристаллизация которого связана с различными процессами формирования

кимберлитовых тел. Последний по способу и времени образования можно разделить: а) на «кимберлитовый» минерал, слагающий основную массу пород; б) метасоматический кальцит – продукт карбонатизации некоторых минералов и пород; в) поздний гидротермальный кальцит, выполняющий пустотно-трещинные образования. Несмотря на наличие большого количества сведений о гетерогенном источнике Са и СО₂ в кальцитах, о многостадийности процессов кальцитообразования в кимберлитах и сходстве изотопных характеристик минерала из кимберлитов и карбонатитов, дискуссионными остаются вопросы об устойчивости и равновесности минерального состава кальцитсодержащих ассоциаций. Не всегда уверенно удается определить – являются ли выделяемые ассоциации закономерными продуктами кристаллизации конкретной стадии кимберлитообразования или представляют собой случайные неравновесные (наложенные) ассоциации нескольких постмагматических стадий этого процесса. Для решения некоторых из этих вопросов наиболее благоприятным объектом исследований являются полиминеральные кальцитсодержащие ассоциации из пустотно-трещинных образований, относимых к наиболее поздним продуктам кристаллизации при гидротермальном процессе.

Выводы. Таким образом, проведенными исследованиями показано, что кальцит в кимберлитовых породах можно отнести к «сквозным», но полигенным образованиям магматического процесса, всестороннее исследование которых может дать интересную информацию о природе и специфике этого процесса на различных этапах. Важно при этом выяснять, несет ли кальцит того или иного этапа или стадии кимберлитообразования информацию о составе глубинного водно-силикатно-карбонатного флюида или отражает только геохимическую специализацию вмещающих диатремы пород. Принципиальными являются вопросы информативности и типоморфного значения микросостава и свойств кальцита из кимберлитовых пород, что в определенной мере затрудняет их использование в качестве генетических индикаторов условий кимберлитообразования.

Наиболее объективное изучение микросостава и закономерностей распределения TR-элементов в кальцитах из кимберлитов можно выполнять с помощью известных люминесцентных методов исследования минералов, отличающихся высокой чувствительностью к самым незначительным (0,000n %) концентрациям примесных элементов в оптически активных центрах (ОАЦ) в минералах. Такие ОАЦ в минералах не только несут информацию о структурно-химическом состоянии минерала, но и являются генетическими индикаторами эволюции минерального вещества, прослеживаемой на атомно-электронном уровне строения кристаллов. Процесс кристаллизации кальцита в кимберлитовых диатремах был сложным и многостадийным. Нередко в одной и той же жеоде или друзе выделяется до трех генераций кальцита, отличающихся размерами, морфологическими особенностями, набором включений, типом зональности, окраской и люминесцентными свойствами. Подтверждением

устойчивости кальцитсодержащих образований может служить частота встречаемости одних и тех же ассоциаций в различных кимберлитовых телах, типах кимберлитов из сравниваемых горизонтов или участков. Взаимоотношения между минеральными фазами и форма выделений кальцита могут существенно различаться. Образование на изученную глубину различных кимберлитовых диатрем блоков плотных пород связано нередко с процессами наложенной их карбонатизации. В других случаях установлены четкие закономерности в распределении как породообразующих новообразований основной массы (в том числе и кальцита), так и прожилковой гидротермальной минерализации. Особенности распределения кальцита в плане диатрему связаны со степенью постмагматической и гидротермальной измененности пород, что показано при сравнении вещественного состава восточного и западного тел трубки Удачная, где повышенные количества минерала приурочены к приконтактовым частям или к крупным мегаксенолитам вмещающих диатремы пород.

Литература:

- 1.Афанасьев В.П., Елисеев А.П., Надолинный В.А. и др. Минералогия и некоторые вопросы генезиса алмазов У и УП разновидностей (по классификации Ю.Л.Орлова) // Вестник Воронежского госуниверситета. Геология. 2000. № 5. С.79–97.
- 2.Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н. Минерагения древних россыпей алмазов восточного борта Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. 1987. № 1. С.90–96.
- 3.Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н. Основные литодинамические типы ореолов индикаторных минералов кимберлитов и обстановки их формирования // Геология рудных месторождений. 1999. Т.41. № 3. С.281–288.
- 4.Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Харьков А.Д., Соколов В.Н. Закономерности изменения мантийных минералов в коре выветривания кимберлитовых пород // Минерагения зоны гипергенеза. М.:ИГЕМ АН СССР. 1980. С.45–54.
- 5.Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Соколов В.Н. Изменение минерального состава и структурных особенностей кимберлитов Якутии в процессе выветривания // Геология и геофизика. 1982. № 2. С.42–53.
- 6.Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырев Л.Т. Тектоника и алмазоносный магматизм.- Воронеж: ВГУ. 2004. 282 с.
- 7.Савко А.Д., Зинчук Н.Н., Шевырѐв Л.Т. и др. Алмазоносность Воронежской антеклизы. Труды НИИГ Воронежского ун-та. 2003. Т.17. 121 с.
- 8.Харьков А.Д., Квасница В.Н., Сафронов А.Ф., Зинчук Н.Н. Типоморфизм алмаза и его минералов-спутников из кимберлитов.-Киев: Наукова думка. 1989. 183 с.
- 9.Rosen O.M., Serenko V.P., Spetsius Z.V. in el. Yakutian kimberlite province: Position in the Siberian craton and composition of the upper and lower crust // Geologiya and Geofizika. 2002.V.43. № 1. P.3–26.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Н. Н. Зинчук
ЗЯНЦ АН РС (Я), Мирный
E-mail: nnzinchuk@rambler.ru

Ключевые слова: геохимия, нижний палеозой, древние платформы.

За последние несколько десятилетий опубликовано значительное количество работ по геохимии отдельных элементов [4–7], а также петрохимии кимберлитов, лампроитов и конвергентных им пород [1–3, 10–15], изученных в различных алмазоносных районах Сибирской (СП), Восточно-Европейской (ВЕП), Южно-Африканской (ЮАП) платформ и других перспективных на алмазы территорий. Магматические образования широко распространены на рассматриваемых территориях и представлены породами среднепалеозойского и мезозойского комплексов, различающимися [8–11] не только по возрасту, но и петрохимическому составу, формам и условиям проявления. Среднепалеозойский магматический комплекс представлен интрузивными породами кимберлитовой и траптовой формаций. Породы основного состава установлены в виде интрузий и покровов долеритов, залегающих на различных глубинах. К ним относятся [12–16] недифференцированные и слабо дифференцированные тела долеритов и габбро-долеритов, внедрившимся в нижние горизонты карбонатных пород раннего палеозоя. Кимберлитовые поля представляют собой пространственно сближенные группы и отдельные кимберлитовые тела, близкие по возрасту, сходные между собой по вещественному составу и алмазоносности, и обладающие признаками сродства по близости структурно-тектонических условий своего формирования. Алмазоносные кимберлитовые поля СП формируют [4–8] южную часть СП, выделяемую по петрохимическим, минералогическим, геохимическим и возрастным особенностям в составе Вилюйской субпровинции. Для общей геохимической характеристики перспективных территорий большое значение имеют [12–16] *палеогеохимические факторы* эволюционного преобразования геологической среды, которые взаимосвязаны с определенными историческими эпохами и имеют свои индивидуальные особенности, характеризующие конкретные геологические периоды и унаследованные более молодыми образованиями, вплоть до сохранения этих отличий в геохимическом облике региона. Геохимическое состояние геологической среды СП, строение которой осложнено существованием крупнейших структур первого порядка: Анабарский массив, Алданский щит, Вилюйская и Тунгусская синеклизы. Динамика геохимической унаследованности по геохимическим вариациям различной принадлежности прослеживается [1–4] при анализе их от древних к более молодым образованиям.

Кембрий представлен на изучаемой территории тремя отделами, подразделенными на 9 свит. Установлена [7–11] битуминозность практически всего разреза раннекембрийского комплекса. Для пород комплекса отмена повышенная роль Ca, Mg, K+Na, Cl, что находит своё отражение и в составе повышенного количества Ca^{2+} и Mg^{2+} в водных вытяжках. В геохимическом спектре доминируют Ti, Mn, Mo, Sr, Cu, Ba, V и Li [15]. В породах олекминской и чарской свит раннего кембрия отмечены контрастные различия по поведению породообразующих окислов: рост содержания натрия, сульфата и хлора при резком увеличении объема и числа растворимых компонентов. Отмечено накопление халькофильных элементов Ti, Cu, Sr и Zn, что связано с наличием в подстилающих олекминских породах водоносных коллекторов с хлоридно-кальциевыми рассолами. Уменьшение объема терригенной примеси в породах *чарской* свиты приводит к «разубоживанию» геохимического спектра микроэлементов с уменьшением количеств Ti, Mg, Ca, Mn, K, P, Ni, Cr, Cu и F при равном объеме Co, Pb, Mo и большем уровне концентраций Na, SO_3 , Cl и Zn. Такое поведение состава пород свиты обусловлено определяющим влиянием пластов каменной соли. Контакты слоев соли и карбонатных пород в разрезе свиты являются активными геохимическими барьерами, в пределах которых фиксируется возрастание количеств Sr, Mo, V, Ti, Mg, Nb и Pb. Отложения *ичерской* свиты раннего-среднего кембрия являются своеобразным разделом между разными эпохами кембрийского осадконакопления и на границе свиты фиксируются изменения петрохимических характеристик раннепалеозойского разреза. Здесь наблюдается рост содержаний окислов Fe и Ca, резкое снижение количеств большого числа малых элементов (Ti, Mn, P, SO_3 , Zn, Cl и Na) с одновременным падением объема нерастворимого остатка. Связано это не только с вариациями литологического состава пород, но и влиянием процессов выщелачивания под воздействием агрессивных рассолов подземного водоносного комплекса. По микроэлементным характеристикам породы свиты лишь на уровне содержания Mn близки к кларковым значениям и определяется относительное возрастание количеств W и Mo. В разрезе *ичерской* свиты выделяется [14, 15] группа микроэлементов, содержания которых здесь выше, чем в подстилающих чарских образованиях: Li, Mn, Co, Zn, Sr, Nb, Ag, Sn, Ga и Pb. Выделена группа элементов с более низким уровнем концентраций – Si, Ti, V, Zr и Bi, а значения прочих микроэлементов близки между собой. Сравнение средних содержаний микроэлементов по литотипам *ичерской* свиты показывает, что максимальными значениями выделяются доломиты по уровню концентраций Li, Ba, P, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Sr и Zn, что объясняется их литологическими особенностями [12]. По отношению к подстилающим породам в разрезе *ичерской* свиты отмечается уменьшение концентраций большинства макро- и микрокомпонентов. Граница между ними выделяется по возрастанию количества Ba, Ga, Cr, Ti, Cu, Sr, Na и P.

В разрезе пород *среднего кембрия* выделены метегерская и мирнинская (верхоленская) свиты. В пределах Айхальского района *метегерская свита*

сопоставляется с удачинской свитой. Геохимическое значение пород среднего кембрия определяется их принадлежностью к метегеро-ичерскому водоносному комплексу, несущему высоко минерализованные подземные воды, имеющие редкие области разгрузки в руслах крупных водоносов и оказывающие своё влияние на химический состав и донные осадки бассейнов рек Вилюй и Марха. Результаты химического состава пород свиты выделяют их среди раннепалеозойских образований. Здесь установлено возрастание уровня содержания таких петрогенных компонентов, как Ti, Fe, K, Mn, Mg, P, SO₃, Ni, Cr, Co, Cu при одновременном уменьшении количеств Ca, F, Cl, Zn и равных (или близких к ним) концентрациях Na и Pb. Воздействие внешних факторов видно на примере брекчированных доломитов по вариациям содержания окислов Ca, Mg и Na. По отношению к подстилающим образованиям ичерской свиты в более молодых породах метегерского разреза определен повышенный уровень концентрации широкого круга элементов [14–16]: P, Ba, Ga, Ge, Pb, Cr, Ti, Ni, Co, Cu, V, Mo, Ag, Sn, Sr, Mn и Mg. По степени сорбционного накопления на первое место в разрезе пород свиты выступают их терригенные разности – известняки и мергели, которые характеризуются возрастанием объема химических элементов. Породы *мирнинской (верхоленской)* свиты среднего кембрия связаны с метегерскими постепенными переходами, и граница между ними проводится по кровле самого верхнего в разрезе прослоя кремнистых доломитов. Отличия химизма пород свиты выражены в относительно низких содержаниях окислов Si, Al, Ti, общего Fe и его окисной формы, Na, K, P, SO₃. Тенденции снижения концентраций характерны для элементов группы Fe – Co, Cr, Cu и Zn. По отношению к подстилающим породам отмечается близость содержания у окислов Ca, Ni и Pb. Главным геохимическим отличием свиты является более высокий уровень содержания MgO и MnO.

Позднекембрийские образования (верхний отдел) рассматриваемого региона характеризуются [9–13] повсеместным распространением и изучение геохимии малых элементов данного разреза имеет важное значение, поскольку в северной, северо-восточной, восточной и юго-восточной частях региона они обнажены на уровне современного среза, дренируются водными артериями и выступают в роли поставщика выветрелого материала со склонов, формируя данные осадки и определяя их геохимическую специализацию. Здесь выделяется *холомолохская свита*, осадки которой погребены под позднепалеозойскими и раннемезозойскими отложениями в юго-восточной части территории, а в западном и северном направлениях – перекрыты образованиями ордовика. На уровне современного среза породы холомолохской свиты обнажаются по долинам рек и их притоков. Вариации средних содержания химических элементов в породах свиты обнаруживают высокую степень дисперсии в их распределении. Количество Ga, Pb, Ti и Cr отмечено в доломитах, а минимальное – у известковистых пород. В составе отложений свиты закономерны вариации содержания

инертных (накапливающихся) элементов (Pb, Zn, Ti, Mn, Ga), генетически связанных с карбонатными и терригенно-карбонатными породами позднего кембрия.

Образования *ордовика* представлены [10, 15] в регионе тремя отделами и подразделены на четыре свиты. В составе *нижнего отдела* выделена *балыктахская свита*, ранее выделяемая в объеме устькутской свиты раннего ордовика, которой на территории Айхальского района соответствуют олдондинская и сохсолохская свиты. Породы балыктахской свиты представлены массивными доломитами, оолитовыми и водорослевыми доломитами и мергелями, что выражается в заметном увеличении до 1.56 значений CaO/MgO. Характерной особенностью разреза является практически полное отсутствие прослоев песчаников. Для пород свиты характерны для позднего кембрия высокие концентрации Co, Ba и Nb. Для центральной части МБАР породы свиты раннего ордовика отличаются [11–13] более высокой степенью участия терригенного компонента. Вследствие этого являются различия их геохимического спектра, в котором для южной и юго-восточной частей характерными являются W, P, Ti, Co, Zn, Sn, Sr, Mn. Сходство микроэлементного состава разнофациальных зон выражено в близости содержаний таких элементов, как Be, Ba, Ga, Pb, Cr, Ni, Cu, V, Co, Mo, Bi и Nb [12]. По микроэлементным особенностям породы раннего ордовика региона характеризуются следующей ведущей ассоциацией: V – Ni – Co – Ti – Cu – Zn – P – Sr. Химический состав отложений *олдондинской свиты* по отношению к своим аналогам (породам балыктахской свиты) отличается более высоким уровнем концентрации таких окислов, как SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, K₂O, SO₃, при практически близких значениях прочих породообразующих компонентов. Для *сохсолохской свиты* по данным химических анализов, даже по отношению к породам олдондинской свиты, определено возрастание содержания окислов Si, Al, Ti, Fe³⁺ и Fe²⁺, Mn, K с одновременным снижением роли Ca, Mg, CO₂ при близости значений прочих компонентов. *Средний отдел ордовика* представлен в пределах Вилюй-Марха-Маркокинского междуречья отложениями *становской свиты*, погребенными под молодыми образованиями позднего палеозоя – раннего мезозоя. В качестве характерных химических элементов для свиты определена ассоциация Mn – Y – Yb, для которой выявлены значимые корреляции между элементами. В направлении на юг от среднего течения р. Моркока к р. Алымджа установлено возрастание уровня концентрации таких элементов, как Pb, Co, Ba и V. Литолого-фациальные изменения пород свиты обуславливают и отличия взаимокоррелируемых элементов с образованием значимой Ti – V – Co – Ga ассоциации химических элементов. Образования *верхнего отдела позднего ордовика* на рассматриваемой территории пользуются распространением [14–16] в западной части описываемой территории в виде узкой полосы северо-восточного направления, объединенных в *харыялахскую свиту*. По отношению к региональному фону для разреза свиты установлены повышенные содержания свинца и близкое к нему поведение Sr, Sc, Ba и V. Изучение особенностей структуры корреляционных связей и результаты анализа

статистических параметров распределения содержаний микроэлементов позволили выделить в качестве характерной для свиты V–Cr–Ni–Ga ассоциацию. Это подтверждается спецификой состава групп малых элементов [8]: Li–(P–V–Cr–Ga–Yb); P–(Sc–V–Ga–Y–Zr–Yb); Sc–(Ni–Zr–Yb); V–(Cr–Ni–Ga–Yb), а также высокой степенью дисперсии содержаний Sr, Ba, Ti, Li, Mn и V. Стратиграфически согласно на породах харьялахской свиты залегают образования *оюсутской свиты*. Свита сложена глинистыми известняками и мергелями с прослоями глинистых доломитов и известняков. Для пород свиты характерны высокие значения дисперсии Ba, Mn, V, Ti, Li и Sr, а также проявление положительных корреляций нескольких групп элементов: Li – (V–Cr–Ni); Ti–(V–Cr–Ni); V–(Cr–Ni–Ga); Mn–Nb. Для свиты типична ассоциация микроэлементов: V–Cr–Ga–Ba–Cu при высоких значениях дисперсии содержаний Sr, Li и V [12].

Образования *силурийского возраста* пользуются [9–11] широким распространением на севере и северо-западе исследуемой территории, где выделена *мейикская свита* раннего отделения (пландоверийский ярус). Представлена свита известняками и мергелями. В разрезе свиты содержание TiO₂, MgO, FeO ниже, чем в подстилающих породах. Рост содержаний K₂O происходит при уменьшении количеств CaO, SiO₂, CO₂ и сопровождается параллельным увеличением объема Fe, Ti и Mg, но закономерности концентрации микрокомпонентов по литотипам сохраняются. Так, мергели являются концентраторами Li, B, V, Cr, Mn и Cu. В доломитах отмечается близость к мергелям количеств B и Cu при большом уровне содержаний Pb, V, Ni и Ti. Известняки занимают промежуточное положение между доломитами и мергелями. Для силура в качестве типоморфных элементов выделены [10]: B, Mn, Zn и Pb. Количества Cr, Cu, Mo и Sn близки к средним, а Li, Ti, Co, Ni и Ga. По отношению к региональному фону породы мейикской свиты раннего силура характеризуются повышением количества Zn и Sn, коэффициенты концентрации которых составляют, соответственно, 9 и 3. В известняках этого района установлены высокие значения дисперсии содержаний Sr, Ti, Li и положительные концентрации между V – Ni – Cr – Ga – Sc, что указывает о влиянии на раннесилурийские образования процессов траппового магматизма. Общими закономерностями геохимии малых элементов пород раннего палеозоя Виллой-Марха-Маркокинского междуречья являются [9]: а) тенденция понижения фоновых и средних значений в распределении содержаний снизу вверх по разрезу таких элементов, как Li, V, Cr, Co, Ni и Cu; б) повышение количеств микроэлементов в пределах конкретных участков и площадей региона (Ba, Sr, Pb, Li, V и Zn) обусловлено влиянием более поздних тектоно-магматических процессов и связано с внедрением интрузий траппов и в меньшей мере – с процессами кимберлитового магматизма; в) в направлении с юга и юго-востока на север и северо-запад геохимическая изменчивость пород раннего палеозоя связана с дифференциациями осадочного материала.

Проведенные исследования подчеркивают, что для решения поставленных поисково-геохимических задач достаточно в массовом количестве использовать традиционные методики определения химического состава как породообразующих, так и малых элементов. Кроме изучения геохимии магматических и осадочных пород в алмазоносных регионах СП и ВЕП, исследованы геохимические составы минералов из 11 кимберлитовых трубок более чем на 40 элементов. Сравнение микроэлементного состава кимберлитов различной продуктивности, включая распределение редкоземельных элементов, показывает сходство спектров поведения легких редкоземельных элементов и различия концентраций тяжелых редкоземельных элементов в промышленно алмазоносных кимберлитовых телах. Заметно «отскакивают» по снижению концентраций Rb, Th, U, Nb, Ta, Pb и других элементов породы из трубок Анабарской группы. Отмечены пологие спектры распределения элементов в породах трубок Прианабарья, по сравнению с кимберлитовыми телами алмазоносных районов. Характер строения, минералогии и геохимии кимберлитов указывает на существование в мантийной литосфере неоднородностей и локальных зон метасоматоза и просачивания. Различия геохимического облика кимберлитов от аналогичных характеристик других типов пород подтверждает перспективность минералого-геохимического метода поисков алмазных месторождений.

Литература:

1. Афанасьев В.П., Елисеев А.П., Надолинный В.А. и др. Минералогия и некоторые вопросы генезиса алмазов У и УП разновидностей (по классификации Ю.Л.Орлова) // Вестник Воронежского госуниверситета. Геология. 2000. № 5. С.79–97.
2. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н. Минерагения древних россыпей алмазов восточного борта Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. 1987. № 1. С.90–96.
3. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н. Основные литодинамические типы ореолов индикаторных минералов кимберлитов и обстановки их формирования // Геология рудных месторождений. 1999. Т.41. № 3. С.281–288.
4. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Харьков А.Д., Соколов В.Н. Закономерности изменения мантийных минералов в коре выветривания кимберлитовых пород // Минерагения зоны гипергенеза.-М.:ИГЕМ АН СССР. 1980. С.45–54.
5. Горшков А.И., Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д. и др. Новый упорядоченный смешанослойный минерал лизардит-сапонит из кимберлитов Южной Африки // Доклады РАН. 2002. Т.382. № 3. С.374–378.
6. Зинчук Н.Н. Сравнительная характеристика вещественного состава коры выветривания кимберлитовых пород Сибирской и Восточно-Европейской платформы // Геология и геофизика. 1992. № 7. С.99–109.
7. Зинчук Н.Н. Основные черты гипергенного изменения пород различного состава // Вестник Пермского университета. Геология. 2014. № 3 (24). С.19–29.

8. Зинчук Н.Н. Коры выветривания и их роль в формировании посткимберлитовых осадочных толщ // Руды и металлы. 2022. № 2. С.100–120.
9. Зинчук Н.Н., Афанасьев В.П. Генетические типы и основные закономерности формирования алмазоносных россыпей // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1998. № 2. С.66–71.
10. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в осадочном чехле земной коры // Вестник Воронежского университета. Геология. 2001. № 12. С.45–51.
11. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Об аномалии общей схемы преобразования разбухающих глинистых минералов при погружении содержащих их отложений в стратисферу // Вестник Воронежского госуниверситета. Серия геология. 2003. № 2. С.57–68.
12. Савко А.Д., Зинчук Н.Н., Шевырёв Л.Т. и др. Алмазоносность Воронежской антеклизы. Труды НИИГ Воронежского ун-та. 2003. Т.17. 121 с.
13. Трухин В.И., Жилыева В.А., Зинчук Н.Н., Романов Н.Н. Магнетизм кимберлитов и траппов. М. МГУ. 1989. 165 с.
14. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н. Атлас-определитель пород и руд месторождений алмазов кимберлитового типа. М.: Недра. 1994. 143 с.
15. Харьков А.Д., Квасница В.Н., Сафронов А.Ф., Зинчук Н.Н. Типоморфизм алмаза и его минералов-спутников из кимберлитов. Киев: Наукова думка. 1989. 183 с.
16. Rosen O.M., Serenko V.P., Spetsius Z.V. et.al. Yakutian kimberlite position in the Siberian craton and composition of the upper and lower crust // Geologiya and Geofizika. 2002. V.43. № 1. pp.3–26.

ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ ТЕРМИНОВ «ГРЕЙНСТОУН», «ПАКСТОУН» И «СГУСТОК» ПРИ ИССЛЕДОВАНИИ ФАМЕНСКИХ ГРАНОМОРФНЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ В ШЛИФАХ

Е. Т. Казимиров*, Р. Р. Нуриахметов
РГУ (НИУ) нефти и газа имени И. М. Губкина, Москва
*E-mail: egorcasual@yandex.ru

Ключевые слова: комок, сгусток, пакстоун, грейнстоун, классификация, фамен, Тимано-Печорская провинция.

В классификации Р. Данхема [1] существует ряд: мадстоун – вакстоун – пакстоун – грейнстоун, который определяется соотношением граноморфных компонент и карбонатного ила в породах.

Среди основных структурных элементов граноморфных [2] разностей фаменских карбонатных пород-коллекторов преобладают микробиальные интракласты (размером более 0.5–1 мм), комки (размером в пределах 0.1–0.5 мм), микрокомки (размером менее 0.1 мм) и детрит чехлов зеленых водорослей. Встречаются, в том числе, интервалы с развитием микробиальных и строматопорово-микробиальных желваков размером различных размеров и оолиты.

Значительно реже встречается детрит брахиопод, криноидей и остракод, багряных водорослей, раковин головоногих моллюсков и трилобитов.

Несмотря на граноморфность данных компонент, первичное состояние микробиальных желваков, интракластов, комков и микрокомков могло быть слаболитифицированным. Это часто может приводить к их слипанию и дальнейшему смятию, что выражается в появлении конформных контактов, и участков микростилолитизации, изменении формы компонент.

Таким образом, микритовая масса, которая обычно наблюдается у подобных пород в шлифах (сгустки) – это не карбонатный ил, если его понимать как крайне тонкие микрокристаллические агрегаты кальцита, оседающие на дно водного бассейна в спокойной гидродинамической обстановке, ведь она может являться следствием уплотнения и значительно более крупных зерен.

Для описания структур с преобладанием таких зерен в работе была использована, но модифицирована классификация Р. Данхема – вместо карбонатного ила, использовалась степень смятия граноморфных компонент, создающую сгустковую надструктуру.

Исходя из степени смятия зерен между собой, основные структуры пород были разделены на грейнстоуны (с точечными контактами зерен – не сгустковые), пакстоуны (с преимущественно слитыми конформными контактами зерен – сильно сгустковые) и вак-пакстоуны (плотное смятие с развитием микростилолитизации – сильносгустковые микростилолитизированные). При этом, между грейнстоунами и пакстоунами выделены переходные разности по степени смятия, пак-грейнстоуны (с преобладанием точечных контактов и меньшим количеством конформных смятий зерен – слабосгустковые) и грейн-пакстоуны (с преобладанием смятий и меньшим количеством точечных контактов – сгустковые).

Это деление важно, т. к. степень смятия напрямую влияет на связность межформенного пустотного пространства, которое характерно для рассматриваемых структур (Рисунок).

Формирование микростилолитизации по участкам межкаркасного заполнителя предопределено развитием и распределением микробиально-водорослевых каркасных образований [3]. Первично пакстоуновые и грейн-пакстоуновые разности, находясь в состоянии неполной литификации подвергались давлению снизу и сверху – более литифицированными каркасами. Пространство между каркасами по латерали такого

СЕКЦИЯ «ЛИТОЛОГИЯ» МОСКОВСКОГО ОБЩЕСТВА ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ (МОСКВА, 2026)

давления почти не испытывало (каркас принимал нагрузку на себя), вследствие чего, заполнитель в нем не подвергался сильному смятию и почти сохранял первичную структуру. Из-за этого на участках изворотов каркаса и между ними потенциально сохраняется первичная пористость, а выше и ниже – «схлопывается», что приводит к образованию послойного распределения плотных микростилолитизированных и более пористых участков, заключенных между каркасными элементами.

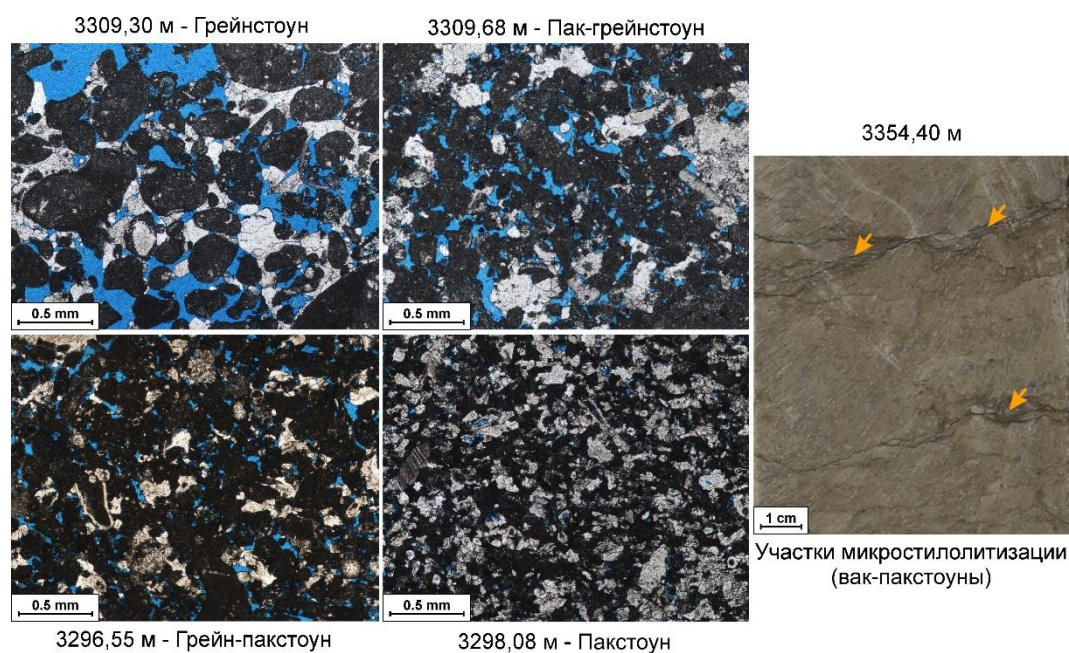


Рисунок. Основные структуры пород по степени смятия микробиальных граноморфных компонент. Слева – 4 фотографии шлифов без анализатора. Межформенные поры прокрашены голубым цветом, светлое – преимущественно перекристаллизованные чехлы зеленых водорослей, реже спарит. Справа – пластина керна в дневном свете.

Микростилолитизация проявлена в разрезе почти повсеместно в местах развития каркасных образований и образует узловатую текстуру (за счет участков перемыкания микростилолитов в узлы) в отдельных слоях. И, предположительно, формировалась значительно раньше обычных типов стилолитовых швов.

Литература:

1. Dunham R.J. (1962). Classification of Carbonate Rocks according to Depositional Texture, in: Ham V.E. (Ed.). Classification of Carbonate Rocks-A Symposium. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Okla., 1962. p. 108–121.
2. Кузнецов В.Г. Литология. Осадочные горные породы и их изучение: Учеб. пособие для вузов. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2007. 511 с.
3. Нуриахметов Р. Р., Казимиров Е. Т., Лыков Н. А. Связь фильтрационно-емкостных свойств и текстурных особенностей карбонатных пород-коллекторов верхнего девона Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Russian Journal of Earth Sciences. 2025. №. 4. С. 1–13.

ВЕЩЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГИПСОНОСНОЙ ТОЛЩИ НОВОМОСКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

О. Н. Кобылина

Воронежский государственный университет, Воронеж

E-mail: ollyabuh@ya.ru

Ключевые слова: гипс, ангидрит, гидратная вода, нерастворимый остаток.

Вещественный состав продуктивной толщи гипса несет в себе важнейшие особенности условий седиментации, включающие: 1) рельеф дна бассейна осадконакопления, 2) гидродинамические условия, 3) источники сноса, 4) степень солености, 5) температурный режим и др.

При поступлении терригенного материала пелитовой размерности состоящего главным образом из иллита и кварца происходит его дифференциация в зависимости от гидродинамики среды. Очевидно, что в более активной среде накапливаются крупные частицы, представленные кварцем [1], а в более спокойной обстановке доминирует иллит. Так как в мелководных бассейнах лагунного типа периодическое взмучивание и перераспределение пелитового материала непосредственно связано с поверхностной волновой деятельностью, то на локальных поднятиях дна накапливается более грубый материал и в большем объеме, чем на пониженных участках. Следовательно, показатель нерастворимого остатка и его вещественная характеристика может служить индикатором рельефа дна. Отсутствие в составе нерастворимого остатка продуктивной толщи каолинита свидетельствует об ограниченности процессов корообразования [2] по породам окружающей суши. Нерастворимый остаток, как фактор терригенного привноса. Распределение нерастворимого остатка в контуре северо-восточного фланга месторождения достаточно неоднородно, наибольшие концентрации средних содержаний нерастворимого остатка приурочены к юго-восточной части участка, минимальные значения встречаются на северо-востоке и юго-западе участка, центральная часть, которая охватывает большую территорию, имеет средние содержания нерастворимого остатка. По всем пробам и сважинам содержание нерастворимого остатка было изучено и составлены диаграммы распределения по кровле пласта, по средней части пласта и по подошве пластообразной залежи. Диаграммы представлены на (Рисунок 1).

Анализ распространения нерастворимого остатка в пределах контура изученного бассейна показывает [1], что его максимальные значения приурочены к южной части площади и составляет более 14 %, а самые низкие характерны для северо-восточной части, их значения составляют около 2 %. Для значительной территории палеобассейна, расположенной между отмеченными указанными частями среднее значение соответствует 6.57 %. Вместе с тем, в процессе эволюции бассейна на различных этапах

седиментация осадка существенно отличалась, что демонстрируется на схемах, характеризующих подошву, среднюю часть и кровлю продуктивного пласта. Наибольшие пики содержаний нерастворимого остатка в подошве характерны для юго-восточной части. Изоконцентраты на уровне 7.5 % для западной и восточной частей отличаются по своей сложности, если в западной части указанная линия имеет простую субмеридионально – ориентированную форму, то в восточной сложно – петельчатую, что отражает рельеф дна. Осадконакопление терригенного материала более интенсивно происходило на мелководных участках, а на глубинных с меньшей скоростью, что демонстрируется на модели [3]. Общий тренд снижения количества нерастворимого остатка свидетельствует о доминировании терригена с юго-запада на северо-восток.

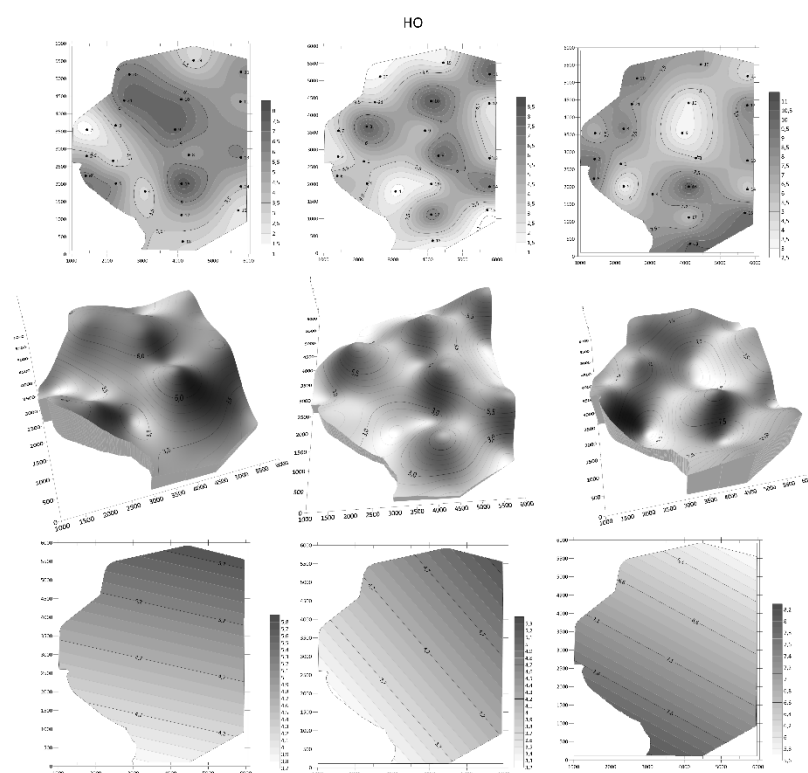


Рисунок 1. Распределение нерастворимого остатка в пластообразной залежи гипса: кровля, центральная часть, подошва.

В средней части разреза отмечается заметное снижение поступающего терригенного материала на фоне увеличения дифференциации дна бассейна в виде локальных поднятий с диаметром в основании 1–1.5 км. Проявленная смена направления терригенного сноса с северо-восточного на юго-западное направление может свидетельствовать о волнообразной смене колебательных движений морского дна и, как следствие изменения окружающего бассейн рельефа с уши, контролирующего речную сеть. Распределение нерастворимого остатка по кровле пластообразной залежи выглядит следующим образом: максимальные значения в кровле пласта приходятся на

центральную часть, и северо-западную, так же прослеживается увеличение к юго-западу, в западной зоне зафиксирован минимум содержаний как в северной и южных частях, что говорит о смене источника сноса и изменении рельефа суши.

Распределение CaO и гидратной воды (Рисунок 2) как показателей палеогеографических условий.

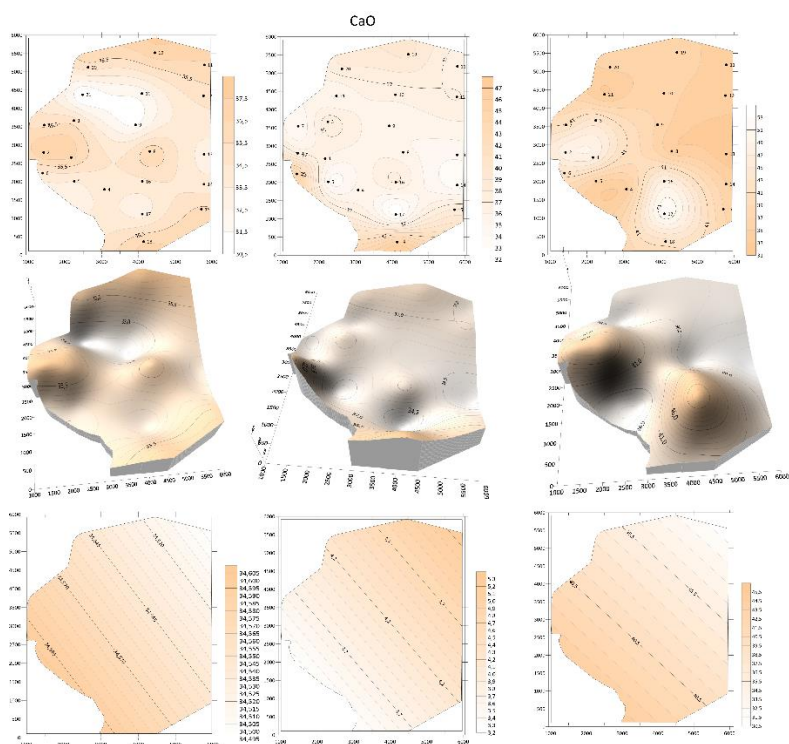


Рисунок 2. Распределение CaO по гипсоносной толще: кровля, центральная часть, подошва.

При эвапоритовом профиле хемогенного осадконакопления последовательность выпадения в осадок $\text{CaCO}_3 - \text{Ca Mg CO}_3 - \text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O} - \text{Ca SO}_4$ предполагает максимальные значения CaO порядка 56 % на стадии образования кальцита, на стадии формирования доломита его количество падает почти вдвое и составляет 30 %, а затем вновь возрастает до 33 % в гипсе и до 41 % в ангидрите [4]. Учитывая вариативность содержаний CaO в продуктивной толще (30–47 %) очевидно, что основная ее масса представлена гипсо-ангидритом с отдельными локальными участками сложенными прослоями доломитов и доломитизированных известняков. При повышении температуры выпадает в осадок безводный ангидрит, а при более [5] низких гипс. Таким образом распределение гидратной воды в продуктивной толще по вертикали (в разрезе), так и по площади указывает на участки повышенной прогреваемости, а следовательно, меньшей глубины бассейна. Анализ содержания CaO в целом по разрезу показывает общую тенденцию к снижению его вариативности от подошвы (31–53 %) к средней части

32–47 %, а затем к кровле 31–37 % продуктивной толщи при этом латеральная неоднородность сохраняет сложную конфигурацию. Для подошвы толщи, как отмечено характерен значительный разброс содержаний, свидетельствующий о существенной дифференциации дна бассейна седиментации, которая уменьшается в средней части разреза и выравнивается в верхней части. При этом общий градиент изменения содержаний от больших к меньшим направлен от юго-запада к северо-востоку. В средней части разреза эта закономерность смещается на противоположную, а в кровле продуктивной толщи его тренд восстанавливается на прежний в последнем случае градиент выражен слабо, в пределах долей процента. Содержания гидратной воды по разрезу значительно варьируют их вариативность увеличивается от подошвы (15–18.5 %) к средней части (16–23.5 %) и в кровле 15–25 %. Конфигурация областей с содержаниями гидратной воды в значительной степени, а иногда полностью совпадают с конфигурацией максимальных содержаний нерастворимого остатка что подтверждает наличие локальных поднятий дна бассейна осадконакопления. Тренды степени гидратированности осадков в подошве и кровле практически совпадают, имея направленные уменьшения З-ЮЗ-В-СВ, а в средней части СЗ-ЮВ. Все отмеченные закономерности степени гидратированности с большей степенью вероятности отражают тектоническую природу палеорельефа для бассейна [5] седиментации. Таким образом, среди пород гипсового комплекса отмечаются минеральные примеси палыгорскита, приуроченные к доломитовым породам. Наличие палыгорскита, возникновение которого обычно связывается с гумидными условиями за счет выветривания магнезиальных силикатов, позволяет предположить, что на фоне аридного климата, контролирующего формирование гипсоносных толщ, периодически возникали гумидные условия, что маловероятно. Другой вариант, объясняющий этот парадокс, возможно, связан с поступлением в бассейн, формирующий гипсоносные толщи, ограниченного речного стока, приносившего терригенный материал из области с гумидным типом климата. Такое сочетание соответствует ближе семиаридному климату, а не собственно аридному.

Литература:

1. Виноградов А.М. Месторождения гипсового сырья // Научный электронный журнал Меридиан. 2019. № 12 (30). С. 285–287.
2. Гаврилов Ю.О. Диагенетическая миграция сульфидов в отложениях различных обстановок седиментации // Литология и полезные ископаемые. 2010. № 2. С. 133–150.
3. Жабин А.Г. Морфология и генезис параллельно-шестоватых агрегатов минералов // Зап. ВМО. 1958. Ч. 87. № 5. С. 57–64.
4. Михеев В. И. Рентгенографический определитель минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 868 с.
5. Сонненфелд П. Рассолы и эвапориты: Пер. с англ. М.: МИР, 1988. 480 с.

АВТОНОМНАЯ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ ДРЕВНЕГО ЩИТА – ТРИГГЕР РАЗВИТИЯ МЕХАНО- ХИМИЧЕСКИХ РЕАКЦИЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПРОЦЕССА (ЮЖНО-ЯКУТСКИЙ УГЛЕНОСНЫЙ БАССЕЙН)

А. Д. Коробов*, Л. А. Коробова
СГУ имени Н. Г. Чернышевского, Саратов
*E-mail: korobad@yandex.ru

Ключевые слова: тектоническая активизация, механохимические реакции, пропилитизация.

Отличительной чертой Южно-Якутского бассейна, сформировавшегося в обстановке мезозойской автономной тектоно-магматической активизации (АТМА) древнего Алданского щита [1], являются проявления интенсивных разнонаправленных упругих и пластических деформаций.

О неравномерных всесторонних напряжениях свидетельствуют своеобразные реликты в виде многочисленных разрывных нарушений, сколов, зон дробления, кливажа, будинажного течения, трещин, макро- и микродвигов, поверхностей скольжения, которые наблюдаются как в алевро-песчаниках безугольных пластов, так и в собственно углях.

Последствия этих деформаций, обусловленных неравномерным тектоническим сжатием, растяжением, изгибом, сдвигом, кручением и т. д. обнаруживаются на любом угольном месторождении Южной Якутии [2].

Важно отметить, что терригенные минералы песчаников всего угольного разреза в различной степени вовлечены в этот процесс. Плаггиоклазы очень часто деформированы и теряют свою исходную кристаллическую форму. Пластические и механические деформации зерен плаггиоклазов выражаются в причудливой изогнутости двойниковых швов, в скольжении двойников относительно друг друга, а также в дроблении, раздавливании зерен со смещением их отдельных частей и развальцовывании. Это, а также деформации сдвига, вращение и кручение, в совокупности, сочетается с явлениями глубокого преобразования: деанортизации средних и основных плаггиоклазов до уровня альбита (№ 2–5) и растворения под давлением [3].

Деанортизация выражается в понижении основности плаггиоклазов, вызванной потерей исходного кальция, входящего в состав анортита. Освобождающийся кальций, который при этом меняет состав плаггиоклазов, может мигрировать и (или) формировать новые минералы, в частности цеолиты (ломонтит) и карбонаты (кальцит). Появление вторичных минералов, сопряженное с интенсивными пластическими и механическими деформациями обломочных кристаллов, в соответствии с теоретическими представлениями А. А. Жарова [4], П. Ю. Бутягина [5] и Н. К. Барамбойма [6], является

примером твердофазных реакций, при которых давление сдвига обуславливает механохимическое инициирование химических реакций. Поэтому целью настоящего доклада является показать, что механохимические реакции (МХР), лежащие в основе деанортизации, делают плагиоклазы угольного разреза Южной Якутии донорами Ca^{2+} , отчасти Al^{3+} и Si^{4+} для формирования ломонтита и кальцита низкотемпературных пропилитов, порожденных АТМА Алданского щита.

В районе Нерюнгриканского месторождения при мезозойской АТМА наблюдались высокие стрессовые напряжения и значительный прогрев всего угленосного разреза и кровельной части фундамента, созданные растущими в раннемеловое время Становым поднятием и Южно-Якутским крутым взбросом [7, 8]. Они вызывали формирование в холодниканской (K_1), нерюнгриканской (J_3), беркакитской (J_3) и кабактинской (J_3) свитах цеолитовых (индикаторный минерал ломонтит) и трансильванских (типоморфный – кальцит) низкотемпературных пропилитов (200–280°C) и соответствующим им коксовых (К) углей (190–215°C). Широкомасштабное развитие ломонтита и кальцита этой природы способствовало присутствию большого количества плагиоклазов.

Низкотемпературная цеолитовая пропилитизация была вызвана МХР, повлекшими деанортизацию плагиоклазов и изменение других минералов. Ломонтитизация наиболее активна развита в холодниканской, в меньшей степени в нерюнгриканской свитах. В беркакитской свите ломонтита мало, а в кабактинской можно наблюдать его полное исчезновение.

В нижележащих отложениях этот минерал не обнаружен. Сокращение количества ломонтита в разрезе компенсируется ростом содержания кальцита. В песчаниках холодниканской свиты значительная часть пор выполнена ломонтитом (10–30 %) и хлоритом. Ломонтит является очень «агрессивным» минералом, образующим специфические структуры метасоматического замещения в песчаниках. Он интенсивно развивается за счет полевых шпатов, аллотигенных зерен эпидота, биотита, роговых обманок, граната, ортита, ильменита, и, в единичных случаях, кварца. Иногда образует сплошные участки цемента, в которых «запечатаны» сохранившиеся кристаллы. Нередко ломонтит почти полностью замещает терригенные зерна и о первичной форме минерала можно судить лишь по реликтам внешнего контура. Поровые пространства песчаников в таких случаях выполняются ломонтитом, опалом и развивающимся по ним более поздним кальцитам [3].

Низкотемпературная трансильванская пропилитизация также обязана своим проявлением МХР деанортизации плагиоклазов и преобразования других обломочных кристаллов. Но в этом случае деанортизация сопровождается возникновением кальцита. Кальцит содержится в цементе песчаников от долей процента до 30 %. Он корродирует и замещает обломочные зерна, в первую очередь, полевые шпаты. Особенно агрессивен кальцит по отношению к плагиоклазам, подобно ломонтиту. Если они замещаются

нацело, то распознаются лишь по внешней форме зерен и характерному расположению трещин спайности.

Сохранившиеся обломочные зерна обычно разобщены и пойкилитообразно включены в цементирующий их кальцит [3]. Важно отметить, что характер карбонатизации терригенных пород удивительно напоминает особенность их цеолитизации.

На основе изложенных материалов в докладе можно сделать принципиальные выводы. АТМА Алданского щита, во-первых, вызвала широкомасштабный гидротермальный процесс, во-вторых, – осуществляла механохимическое инициирование химических реакций метасоматического замещения обломочных минералов в проницаемых песчаниках и алевро-печаниках (пластовых коллекторах) Южно – Якутского угольного бассейна.

При этом плагиоклазы становились донорами кальция, в меньшей степени алюминия и кремния для новообразованных ломонтита и кальцита низкотемпературной цеолитовой и трансильванской пропилитизации, впервые нами выделенной на Алданском щите.

Литература:

1. Щеглов А.Д. Главные типы областей тектоно-магматической активизации // Советская геология. 1970. № 3. С. 26–36.
2. Мокринский В.В. Тектоника Южноякутской угленосной площади // Труды Лаборатории геологии угля АН СССР. 1961. Вып. 11. С. 278–354.
3. Желинский В.М. Мезозойская угленосная формация Южной Якутии. Новосибирск: Наука, 1980. 119 с.
4. Жаров А.А. Химические превращения под действием высоких давлений с деформацией сдвига // Журнал Всесоюзного химического общества. 1973. Т. 18. № 1. С. 73–79.
5. Бутягин П.Ю. Кинетика и природа механохимических реакций // Успехи химии. 1971. Т. XL. № 11. С. 1935–1959.
6. Барамбойм Н.К. Механохимия высокомолекулярных соединений. М.: Химия, 1978. 383 с.
7. Сюдюков Ш.А., Фролов В.И. Южно-Якутский надвиг и метаморфизм углей Алдано-Чульманского района // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270. № 1. С. 207–209.
8. Коробов А.Д., Коробова Л.А. Роль тангенциальных стрессовых напряжений при метаморфизме углей и метасоматозе вмещающих пород в угленосных впадинах областей автономной тектоно-магматической активизации (Чульманская депрессия, Южно-Якутский бассейн) // Экзолит-2025. Сборник научных материалов / Секция «Литология» МОИП, Геофизический центр РАН. М.: МАКС Пресс. 2025. С. 78–83.

ОСОБЕННОСТИ ЩЕЛОЧНОГО МЕТАСОМАТОЗА ОБЛАСТЕЙ АВТОНОМНОЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ – КРИТЕРИЙ ОЦЕНКИ СТЕПЕНИ МЕТАМОРФИЗМА УГЛЕЙ (ЮЖНО-ЯКУТСКИЙ БАССЕЙН)

А. Д. Коробов*, Л. А. Коробова
СГУ имени Н. Г. Чернышевского, Саратов
*E-mail: korobad@yandex.ru

Ключевые слова: щелочной метасоматоз, степень метаморфизма углей, тектоническая активизация.

Установлено, что кристаллический фундамент Чульманской впадины, как и всего Пристанового прогиба, подвергся интенсивным тектоническим движениям по зонам древних и вновь возникших разломов складчатого основания, возобновившимся в мезозое в обстановке автономной тектоно-магматической активизации (АТМА), по А. Д. Щеглову. При этом тектонические процессы рассматриваются как самостоятельный мощный источник энергии, обеспечивающий преобразование органического вещества (ОВ) каустобиолитов (Пецюха, 1990) и вмещающих алюмосиликатных пород (Коробов, Коробова, 2024). Активный тектонодинамический фактор в Чульманской впадине был вызван, в частности, растущей в раннемеловое время приразломной складчатой структурой в лице Алданского постседиментационного поперечного поднятия (АППП). Благодаря ему в многочисленных зонах разломов и трещиноватых породах возникали и функционировали пульсирующие глубинные пустотные пространства со свободной циркуляцией супергенных растворов (в том числе отделяющихся от испытывающих метаморфизм каустобиолитов), которые многократно повторяя цикл, засасывались вниз (иногда до глубины 15 км) с последующим отжатием вверх (Жабреев и др., 1995).

В условиях Южно-Якутского угленосного бассейна это приводило к смешению восходящих вод, находящихся в разбитых разломами и прогретых за счёт тангенциальных стрессовых напряжений изначально холодных породах древнего фундамента, с нисходящими гидротермальными растворами, рожденными в мезозойском осадочном чехле так же преимущественно сеймотектоническими процессами. Это сопровождалось метасоматическими явлениями и минералоотложением из взаимодействующих растворов, каждый из которых обладал своими физико-химическими особенностями, в первую очередь, температурой и составом растворов. В частности, нисходящие воды дренировали участки Чульманской впадины с разновозрастными угленосными формациями, переживающими неодинаковые стадии метаморфизма, т. е. испытывающими различные температурный прогрев. Это привело к площадной локализации углей с марками от тощих (Т) до газовых (Г). Поэтому интервал температур конкретного гидротермально-метасоматического

минералообразования в зоне смешения растворов можно пространственно связывать с температурным диапазоном конкретного этапа восстановленности каоустобиолитов Чульманской впадины. Следовательно, всю территорию депрессии можно разделить на участки восстановленности углей и соответствующим им гидротермально-метасоматическим зонам смешения растворов (Таблица).

Таблица. Принципиальная схема симметрии метаморфизма углей, щелочного метасоматоза пород юхтинской свиты и кровли фундамента Чульманской впадины в зоне сейсмотектонического влияния Алданского постседиментационного поперечного поднятия

Продукты метасоматоза и температуры их возникновения, °С				Характер метасоматической зональности	Температура образования, °С	Марки углей	Геологические структуры
Фундамент А	Юхтинская свита J ₁						
Кровельная часть	Нижняя часть (полевита)	Средняя часть (полевита)	Верхняя часть (полевита)	Обратная вертикальная и латеральная	120–160 160–190	Г Ж	Усманская синеклиза
	Адуляр 175–190	Альбит, адуляр, гидрослюда, частично серицитизированная >190					
Альбит, адуляр, гидрослюда, частично серицитизированная > 190		Гидрослюда серицитизированная 230–240		Латеральная	190–215 215–235	К ОС	Алданское поднятие
Гидрослюда серицитизированная 230–240		Серицит					
>250		Мусковит (серицит)		Латеральная	>240	Т	Алдино-Чульманская синеклиза
>250		Мусковит (серицит)					
>250		Серицит		Латеральная	190–215	К	
Альбит, адуляр, гидрослюда, частично серицитизированная > 190		Гидрослюда серицитизированная 230–240					Обратная вертикальная и латеральная
Адуляр 175–190		Альбит, адуляр, гидрослюда, частично серицитизированная > 190		Обратная вертикальная и латеральная	160–190	Ж	

Поэтому по мере движения от флангов депрессии к АППП (к источнику тангенциального давления) наблюдается однонаправленный симметричный переход, с одной стороны, к более высокотемпературным метасоматитам в зонах смешивающихся растворов, а с другой – к более высокометаморфизованным каоустобиолитам, сопряжённых с метасоматитами, в латеральном ряду, сложенных: адуляром (угли марок

Г, Ж) → адулярам, альбитам и гидрослюдами (КЖ) → гидрослюдами серицитизированными (К) → серицитами и мусковитом (ОС, Т) (Блох, Дагаева, 1980; Коробов, Коробова, 2024).

Максимально интенсивно щелочной метасоматоз проявлен на флангах впадины, особенно в западной её части – Усмунской синеклизе, где широким распространением пользуются наиболее слабо метаморфизованные угли марок Г и Ж. Там была подвергнута самому низкотемпературному процессу калишпатизации (175–190 °С) вся нижнеюхтинская подсвета, контактирующая с древним фундаментом. Кверху она сменяется породами средней и верхней части юхтинской свиты с зоной, в которой наряду с адуляром шло формирование альбита (≥ 190 °С). Выше по разрезу наблюдаются частичные процессы увеличения серицитизированной гидрослюды и последовательное сокращение с начала адуляра, а затем и альбита (230–240 °С). Поэтому на площади распространения каустобиолитов марок Г и Ж по мере приближения к архейскому складчатому основанию, терригенные межугольные породы испытывали гидротермально-метасоматические преобразования в режиме понижающихся температур от 240 до 175 °С. Это привело к формированию обратной вертикальной метасоматической зональности (Таблица). Следовательно, на территории залегания газовых и жирных углей древний фундамент Алданского щита выступает в роли охладителя смешивающихся растворов. При этом адуляризация сопровождается привнесом калия и выносом натрия из преобразуемых песчаников.

Установлено (Барсуков и др., 1972; Щербань, 1975), что переход процесса адуляризации в альбитизацию осуществляется при близких температурах (190–200 °С). Поэтому в направлении повышения температуры природной системы в интервале смешивающихся растворов образуются оба эти два минерала. Такие зоны относятся к самостоятельной группе двуполевошпатовых изменений Чульманской впадины (Блох, Дагаева, 1984). В одном случае они возникают выше по разрезу зоны калишпатизации и характеризуют обратную вертикальную метасоматическую зональность. В другом – демонстрируют латеральные переходы адуляровых метасоматитов в адуляр-альбитовые. Последним соответствуют площади развития углей марок КЖ (Таблица). В обоих случаях это происходит при прогреве фундамента и осадочного чехла за счёт тангенциальных стрессовых напряжений и блоковых перемещений, т. е. тектонодинамических явлений (Вышемирский, 1963; Пецюха, 1988). Поэтому при приближении к АППП наблюдается разогревание складчатого основания и чехла. При этом фундамент лишался роли резкого охладителя смешивающихся растворов, без чего невозможно осуществлять адуляризацию юхтинской толщи и синхронного поступления в гидротермы натрия для альбитизации.

В обстановке нарастающего прогрева (≥ 230 °С) привносимый из осадочных толщ калий в зоне смешения растворов переключается на более высокотемпературный процесс серицитизации диоктаэдрических гидрослюд, широко распространённых в

угленосном разрезе, тем самым прекращая метасоматическую калишпатизацию. Здесь формируется зона серицитизированных гидрослюд, которой соответствует площадь распространения углей марок К.

На территории, где фельдшпатизация полностью отсутствует (угли марок ОС, Т) калиевый метасоматоз в отложениях юхтинской свиты и кровельной части фундамента отмечен в форме серицитизации (мусковитизации) (Таблица). Наряду с мелкочешуйчатыми выделениями мусковит образует отдельные пакеты, сложные агрегаты и розетки, размеры которых достигают 1 см, их количество не менее 10–20 %. Струеподобные выделения мусковита секут не только цементирующую часть песчаника, но и обломочные зёрна (Ходак, 1956; Блох и др., 1980).

Таким образом, при АТМА контрастность прогрева осадочных пород по отношению к прогреву древнего фундамента последовательно и симметрично уменьшается от флангов Чульманской впадины к АППП на общем фоне роста температур, как складчатого основания, так и чехла. Это определяет эволюцию щелочного метасоматоза в ряду зон смешения гидротермальных растворов, соответствующим конкретным участкам метаморфизованных каустобиолитов. Следовательно, особенности щелочного метасоматоза в зонах смешения гидротермальных вод фундамента и чехла являются критерием оценки степени метаморфизма углей Южно-Якутского бассейна.

СОВРЕМЕННЫЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПРИВОЛЖСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

А. Э. Королёв^{1,2}, Л. М. Маннапова^{1*}, С. А. Лившиц²

¹Институт геологии и нефтегазовых технологий, КФУ, Казань

²Казанский государственный энергетический университет, Казань

*E-mail: liaisan.mannapova@yandex.ru

Ключевые слова: Приволжская возвышенности, уржумский ярус, мергели, дезинтеграция, кора выветривания.

Континентальный литогенез является неотъемлемой частью глобального круговорота минерального вещества на поверхности земли. На его этапе уже сформированные горные породы под действием климатических факторов вновь вовлекаются в процессы пороодообразования. Подготовка пород к последующим стадияльным трансформациям осуществляется на стадии гипергенеза. В этот период времени происходит их переход из плотного состояния в рыхлое сложение. За счет физико-химической дезинтеграции коренных пород из несмещенных продуктов гипергенеза постепенно формируются покровные коры выветривания.

На территории России современное корообразование проявлено в основном в виде площадного физического выветривания, химические процессы в элювиальных

толщах развиты заметно слабее. В пределах восточной окраины Приволжской возвышенности более-менее развитые профили выветривания были сформированы в верхнеюрское и палеогеновое время. Однако, в дальнейшем все они были размыты, практически не оставив следов. Следующий этап развития элювиального покрова наступил в неоген-четвертичное время. В этот период Приволжская возвышенность вступила в стадию тектонических воздыманий [1]. На ее поверхности закладывалась новая гидрогеологическая система, осуществлялся поверхностный снос обломочного материала с выполаживающихся водораздельных пространств. Теплый влажный климат неогена способствовал развитию химической денудации, а более холодный климат четвертичного периода – механическому разрушению пород.

Процессам выветривания подвергались в основном отложения уржумского яруса, слагающие большую часть поверхности восточной окраины Приволжской возвышенности в пределах территории Татарстана. В разрезах уржумского яруса повсеместно отмечается ритмичное чередование доломитов, доломитовых мергелей, аргиллитоподобных глин и пылеватых песчаников. Из всех перечисленных пород наиболее неустойчивыми к выветриванию оказались мергели. Доломиты, имеющие плотное сложение и весьма низкую пористость, проявили лучшую сопротивляемость к процессам гипергенеза. Глины и песчаники, в силу преобладания в их составе пелитового и алевритового материала не способны к образованию элювиальных отложений, поскольку при разрушении легко смываются водами атмосферных осадков с приподнятых участков и переносятся в низины рельефа, формируются делювиальные и аллювиальные отложения.

При изучении разрезов профилей выветривания, развитых на невысоких водораздельных пространствах и пологих склонах возвышенностей, было установлено, что только по доломитовым мергелям идет процесс формирования элювиальных покровов. Причем в основании элювия в большинстве случаев залегают слабо измененные седиментационно-диагенетические доломиты, разбитые вертикальными трещинами на крупные блочные отдельности. Слои доломитов служат своеобразными водоупорами, задерживающими в элювиальных толщах инфильтрационные воды. За счет этого происходят сезонные колебания водного и температурного режима в области формирования элювия.

В основании молодой коры выветривания на выположенных эрозионно-денудационных вершинах водоразделов, как правило, залегают горизонтально-слоистые, пелитоморфные розовые или зеленовато-серые доломитовые мергели, разбитые системами горизонтальных и вертикальных экзогенных трещин на плитчатые отдельности. Длина плиточек отдельностей составляют в среднем 8–14 см при толщине 3–5 см. Горизонтальные трещины сомкнутые, вследствие литостатического давления вышележащих отложений. Однако, по мере приближения к верхам разрезов коры выветривания и снятия части нагрузки, трещины раскрываются, между их стенками

скапливается рыхлый глинистый материал. Наблюдается тенденция приуроченности заложения экзогенных трещин к слоям, обогащенным глинистым материалом. В верхах элювиальной толщи мергели более интенсивно трещиноваты, разбиты на более мелкие тонкоплитчатые отдельности длиной 1–2 см, толщиной 0.5–1 см. Причем розовые и красные мергели слабее поддаются разрушению, по сравнению с зеленовато-серыми, содержащих в своем составе большее количество глинистого вещества. Механическое разрушение карбонатно-глинистых пород не приводит к их существенным деформациям. В слоях все плитчатые отдельности, несмотря на обособленность, сохраняют условия залегания, приобретенные мергелями на стадии литификации. То есть, в нижней части молодых кор выветривания повсеместно развита зона структурного элювия. Лишь в верхних частях профиля выветривания плитчатые отдельности приобретают наклонное, в некоторых случаях вертикальное залегание, вследствие чего слои теряют структурно-текстурные признаки, присущие исходным породам. Пространство между наклонными и вертикально расположенными плиточками частично выполнено рыхлым глинистым и тонкоалевритовым материалом, образованном при разрушении доломитовых мергелей. В кровле кор выветривания сводов эрозионно-денудационных холмов-останцев развит слой рыхлого покрова, сложенный обломками мергелей и доломитов алевритовой и псаммитовой размерности с многочисленными включениями дресвы. Сверху этот слой перекрыт почвенно-растительным покровом, пронизанным корневой системой травянистой растительности. Начиная с уровня, где дресвяные обломки мергелей теряют горизонтальное расположение в слоях и приобретают наклонную и вертикальную ориентацию, и до земной поверхности профили выветривания сложены бесструктурным элювием. То есть, на сводах водоразделов молодая кора выветривания представлено только зоной дезинтеграции мощностью от 2.5 до 5.0 м, которая сложена структурным и бесструктурным элювием. Процессы химического выветривания проявлены слабо.

Несколько отличное строение профилей выветривания отмечается на пологих склонах эрозионно-денудационных холмов-останцев, где развиты делювиальные отложения на 85–88 % сложенные алевритовыми зёрнами кварца и полевых шпатов. Делювиальные покровы препятствуют сносу глинистого материала, образующегося при физико-химическом разрушении доломитовых мергелей, которое интенсивно протекает на оголенных участках поверхностей сводов водоразделов. При этом обладая высокой пористостью и водопроницаемостью рыхлый делювий практически не препятствует инфильтрации через них вод атмосферных осадков, доходящих до поверхности элювия. Агрессивные воды, активно взаимодействуя с обломками мергелей, растворяют их карбонатную составляющую, не затрагивая силикаты и алюмосиликаты. В результате в кровле элювиального слоя образуется глинистый слой (до 10–20 см), сложенный чешуйками смешанослойной иллит-монтмориллонитовой фазы, иллитом и хлоритом, с примесью каолинита. В глинистом слое содержатся включения (25–30 %)

тонкоалевритовых зерен кварца, альбита, микроклина, а также алевритовые и псефитовые обломки доломитов.

Как следует из профилей выветривания в строение молодых кор выветривания преобладает зона дезинтеграции, зона химического выветривания в виде глинистого слоя отмечается только на склонах холмов, перекрытых делювиальным покровом.

Литература:

1. Петрова Е.В., Гусаров А.В. К вопросу о возрасте поверхности верхнего плато Среднего Поволжья // Геоморфология и палеогеография. 2023. Т.54. № 3. С. 39–48.

ПРОЯВЛЕНИЯ ГИПЕРГЕННО-КАРСТОВЫХ ПРОЦЕССОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ БАШКИРСКОГО ЯРУСА ВОСТОЧНОГО БОРТА МЕЛЕКЕССКОЙ ВПАДИНЫ

Э. А. Королёв*, А. Н. Кольчугин, А. А. Ескин, А. Н. Даутов

Институт геологии и нефтегазовых технологий, КФУ, Казань

*E-mail: edik.korolev@gmail.com

Ключевые слова: Южно-Татарский свод, башкирский ярус, древний карст, полости выщелачивания.

Гипергенно-карстовые процессы являются неотъемлемой частью седиментационных циклов, маркируя периоды выходов водорастворимых пород из-под уровня моря. Этапы карстования фиксируются практически во всех осадочных комплексах, в которых отлагались слои карбонатных, сульфатных и соляных пород. Однако, наибольшее распространение получил карбонатный карст, в силу меньших площадей распространения эвапоритовых толщ. В нефтяной литологии гипергенно-карстовые проявления в нефтеносных геологических разрезах всегда вызывали научно-практический интерес. Это обусловлено тем, что с ними связано увеличение емкостно-фильтрационных параметров пород-коллекторов, а также формирование ловушек эрозионно-литологического типа. Однако, гипергенные процессы способствуют не только наращиванию пористости известняков, но и формированию в нефтелокализирующих структурах внутриформационных плотных пород флюидоупоров. Наиболее полно это проявилось в башкирском веке, когда участок карбонатной платформы, где располагался восточный борт Мелекесской впадины, периодически приподнимался из-под воды палеоморя, становясь сушей [1].

Изучение разрезов башкирского яруса восточного борта Мелекесской впадины показало, что в верхних частях располагающихся здесь купольных структур нефтяные пласты разделены между собой плотными известняками пакстоунами, изменившимися под влиянием просачивающихся вод атмосферных осадков в условиях субэкваториального климата. Если изначально пелоидно-фораминиферовые известняки пакстоуны обладали приемлемыми петрофизическими свойствами для трансформации в

породы-коллекторы, то после гипергенных преобразований они полностью утратили эту возможность вследствие заглинизированности и снижения пористости (до 1–2 %). В период миграции водонефтяных флюидов в низкопористые породы не проникали агрессивные растворы, вследствие чего они не претерпели процессов растворения. В то время, как из аналогичных известняков, слагающих средние части разрезов, был выщелочен микритовый кальцит цемента, за счет чего они приобрели хорошие коллекторские свойства.

Анализ строения и состава вторично уплотненных карбонатных пород показал, что они по облику и структуре существенно отличаются от аналогов, не подвергшихся гипергенным воздействиям. В первую очередь известняки зоны древнего гипергенеза характеризуются не светло-серой, а бежевой и светло-бурой окраской за счет ожелезнения. Вероятно, инфильтрационные воды, проходя через карбонатные породы, отлагали в тонких порах тонкодисперсные частицы минералов гидроокислов железа, пигментируя известняки. Одновременно с привнесением железистых соединений медленно фильтрующиеся поровые воды способствовали равномерной перекристаллизации известкового микритового цемента до тонкозернистой размерности. Поскольку движение поровых растворов по субкапиллярным каналам карбонатных пород было весьма замедленным, то выноса растворенного минерального вещества практически не происходило. Именно отсутствие дальнего переноса ионов Ca^{2+} и HCO_3^- в условиях слабого водообмена привело к равномерному укрупнению кальцитовых зерен до 0.04–0.08 мм и залечиванию редких полостей ранее образованных пустот.

Помимо участков с медленным площадным режимом просачивания инфильтрационных вод на поверхности островов будущего восточного борта Мелекесской впадины существовали области с более интенсивной нисходящей фильтрацией поверхностных вод вглубь карбонатных массивов. Вероятно, в локальных зонах понижения поверхностного палеорельефа карбонатных островов создавались условия для формирования карстового гидрогеологического режима с высокой динамичностью, возникали карстово-водоносные системы, разгружающиеся в морской палеобассейн башкирского века. Относительно небольшие площади поверхности островов и пологий палеорельеф не способствовали образованию долгосуществующих речных долин, подпитка карстово-водоносных систем осуществлялась за счет поверхностных болотно-озерных комплексов, регулирующих водный баланс территорий. В местах вертикального дренирования агрессивных поверхностных вод в трещиноватый карбонатный массив известняки пакстоуны интенсивно выщелачивались с образованием карстовых форм рельефа. Относительно слабый гидродинамический режим территорий островов не дал возможности сформироваться крупным подземным полостям в известковых массивах островов, карстование проявилось в основном в виде поверхностного выщелачивания карбонатных пород. В разрезах скважин процессы карстования фиксируются в форме расширенных до щелевидных каналов трещин с

СЕКЦИЯ «ЛИТОЛОГИЯ» МОСКОВСКОГО ОБЩЕСТВА ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ (МОСКВА, 2026)

расстоянием между стенками до 4.0 см, понижений со следами размыва, узких «язычков» затеков (Рисунок). Закарстованные полости-карманы заполнены тонкодисперсной, зеленовато-серой глинисто-карбонатной мукой, спрессованной до плотного состояния. В глинисто-карбонатном заполнителе полостей-карманов присутствуют многочисленные включения светло-бурых, реже черных, полуокатанных и окатанных обломков карбонатных пород размером от 0.5 до 5.0 см. Черные обломки известняков представляют собой породы, обогащенные гумусом, по которым развивались палеопочвы. Обломки в большинстве случаев разобщены между собой. Наличие в тонкодисперсном наполнителе крупных фрагментов ожелезненных известняков обуславливает их брекчиевидную структуру.

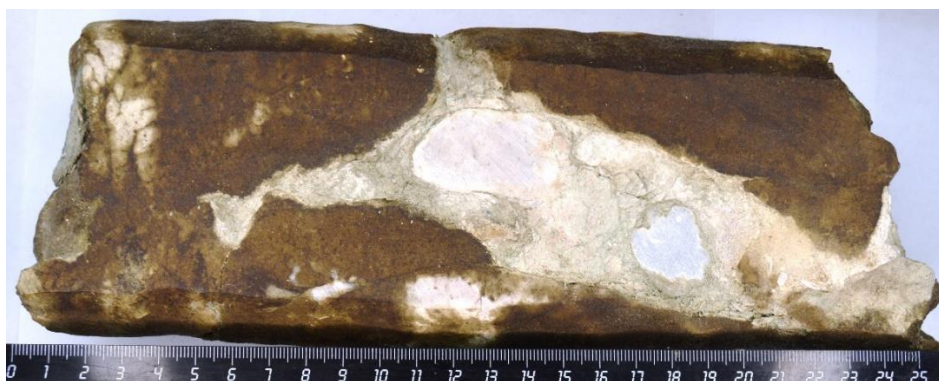


Рисунок. Фотография карбонатной породы со следами палеокарста.

Следы древнего палеокарста в разрезах башкирского яруса указывают, что на территории восточного борта Мелекесской впадины существовали острова, основу которых составляли органогенные постройки. В результате эвстатических колебаний Мирового океана вершины островов периодически выходили на поверхность, подвергаясь карстованию. Судя по черным обломкам, поверхности островов были покрыты устойчивым почвенным покровом, повышающим агрессивность инфильтрационных вод. В результате просачивания поверхностных вод в одних случаях породы уплотнялись за счет перекристаллизации, в других – создавали полости выщелачивания.

Работа выполнена за счет субсидии, выделенной Казанскому федеральному университету для выполнения государственного задания в сфере научной деятельности, проект № FZSM-2026-0031

Литература:

1. Кольчугин А.Н., Делла Порта Дж., Морозов В.П., Королев Э.А., Темная Н.В., Гареев Б.И. Особенности фациальной изменчивости нефтеносных карбонатных коллекторов среднего карбона (на примере башкирского яруса юго-востока Татарстана) // Георесурсы. 2022. Т.22. № 2. С. 29–36.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ПАЛЕОГЕНА ЮГА ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

А. В. Крайнов*, А. В. Черешинский

Воронежский государственный университет, Воронеж

*E-mail: aleksey_vsu_geo@mail.ru

Ключевые слова: палеоген, пески, глины, фосфориты, фации.

С палеогеновым этапом развития юга Воронежской антеклизы (ВА) территории связаны месторождения и проявления ряда полезных ископаемых, включая фосфориты, строительные и формовочные пески, кварциты, а также кирпичные и красочные глины. Особенности их формирования обусловлены спецификой палеогеографических и литодинамических условий осадконакопления.

В пределах исследуемой территории широко распространены отложения палеогенового возраста. Стратиграфический разрез палеогена включает: отложения палеоцена, представленные бузиновской свитой; комплексы эоцена, сложенные суровикинской, осиновской, киевской и обуховской свитами; породы олигоцена, соответствующие венцовской свите.

Указанные образования залегают с явными признаками размыва на подстилающих отложениях верхнего мела. Характерно пологое падение слоёв (слабый наклон) в юго-западном направлении, ориентированное в сторону Днепровско-Донецкой впадины. Современная эрозия обеспечила вскрытие палеогеновых отложений на всей изучаемой площади. Максимальная мощность палеогеновых отложений достигает 60–90 м.

Палеоценовые отложения (танетский ярус, сумский надгоризонт) представлены бузиновской свитой (P_{1bs}), распространённой на большей части района. Свита с размывом залегают на различных подразделениях верхнего мела и выходит на поверхность в нижней и средней части водораздельных склонов. Она сложена песками с линзами песчаников и алевролитов, в нижней части разреза – с желваками фосфоритов и прослоями глин. Пески мелко-среднезернистые, хорошо сортированные, кварцевые, местами глауконит-кварцевые, с субгоризонтальной и волнистой слоистостью, неравномерно глинистые и ожелезнённые. Мощность свиты достигает 13 м. С ней связаны месторождения строительных и формовочных песков.

Эоценовые отложения (ипрский и лютетский ярусы, каневский и бучакский горизонты) представлены объединёнными суровикинской и осиновской свитами (P_{2sr+os}), широко распространёнными на территории и залегающими с размывом на бузиновской свите либо непосредственно на породах верхнего мела. Суровикинская свита сложена светло-серыми и желтовато-серыми песками с зеленоватым или

буроватым оттенком, мелкозернистыми, кварцевыми, с глауконитом и неравномерным ожелезнением. Характерны прослой глин (до 1 см) и грубозернистых песков с галькой кварца и кремня, желваками фосфоритов. Осиновская свита, залегающая с размывом на суровикинской, представлена песками от светло-серых до желтовато-бурых, мелкозернистыми, хорошо сортированными, кварцевыми. В верхней части разреза распространены линзы песчаников (мощность прослоев 0.1–5 м), варьирующих по крепости от кварцитовидных (цемент 24–37 %, опал и халцедон) до рыхлых (цемент 7–10 %, опалово-глинистый). Суммарная мощность суровикинской и осиновской свит в сводных разрезах достигает 30 м.

В бартонском ярусе выделяется киевская свита (P_2kv), распространённая на водораздельных пространствах и залегающая с размывом на осиновской свите. Свита имеет трёхчленное строение: в нижней части – пески (тонко-мелкозернистые, кварцевые, ожелезнённые), в средней – мергели (серые с зеленоватым оттенком, плотные), в верхней – глины (серые и зеленовато-серые, карбонатные, бентонитовые). Отложения связаны с месторождениями кирпичных и красочных глин, фосфоритов. Мощность свиты достигает 30 м.

Приабонский ярус представлен обуховской свитой (P_2ob), распространённой на водоразделах и залегающей с размывом на киевской свите. Свита сложена глауконит-кварцевыми песками (тонко-мелкозернистыми), алевритами (зеленовато-серыми, неравномерно глинистыми) и глинами (зеленовато-серыми, плотными, с кристаллами гипса). Отложения имеют мощность до 12 м.

Олигоценые отложения (хаттский ярус, берекский горизонт) включают венцовскую свиту (P_3vn), приуроченную к наиболее высоким водоразделам и залегающую с размывом на обуховской свите. Свита представлена разнозернистыми песками (от желтовато-серых до малиново-красных), с прослоями и линзами глин (каолинитовых) и песчаников на железистом цементе. В глинах отмечаются включения гальки кремней и фосфоритов. Её мощность составляет 13–15 м, в отдельных разрезах возрастая до 25 м. С породами свиты связаны месторождения кирпичных глин и строительных песков.

Красочные глины формировались в киевское время (бартонский век) в морских обстановках седиментации и генетически связаны с процессами размыва и переотложения допалеогеновых глинистых пород. Это подтверждается комплексом литологических признаков – присутствием алевритового и песчаного материала, сохранением остатков исходных глинистых минералов, а также стратиграфическим положением отложений: они залегают в средней части разреза киевской свиты, где преобладают мергели и глины.

Кирпичные глины имеют более широкое распространение во времени – их формирование происходило как в киевское, так и в венцовское время. Для этих отложений характерны морские фации осадконакопления, что доказывается наличием

морских палеонтологических остатков, типичными текстурно-структурными особенностями (тонкоплитчатой отдельностью, землистым изломом) и минералогическим составом.

Строительные и формовочные пески накапливались в мелководно-морских фациях при активной гидродинамике среды, что обусловило их характерные черты: повышенную концентрацию тяжёлых минералов титана и циркония [1] как следствие селективного накопления в условиях волновой сортировки, хорошую сортировку песчаного материала, субгоризонтальную и волнистую слоистость, неравномерное ожелезнение, подчёркивающее слоистость. Эти пески распространены в отложениях нескольких свит: бузиновской (палеоцен) – с желваками фосфоритов и прослоями глин; суровикинской и осиновской (эоцен) – с прослоями песчаников; обуховской (эоцен) – глауконит-кварцевые пески; венцовской (олигоцен) – разнозернистые кварцевые пески с железистым цементом.

Источником сноса для палеогеновых отложений служили более зрелые палеозой-мезозойские осадочные породы ВА. Данный вывод обоснован комплексом данных: минералогическим составом обломочного материала (преобладанием кварца, присутствием глауконита и калиевых полевых шпатов), структурно-текстурными особенностями пород (хорошей сортировкой и окатанностью зёрен), геохимическими показателями (соотношениями Ti/Zr , содержанием тяжёлых минералов), а также палеогеографическими реконструкциями, фиксирующими наличие приподнятых участков ВА как области денудации.

Кварциты, связанные с эоценовыми отложениями (преимущественно с осиновской свитой), формировались в результате диагенетического преобразования песчаников. Для них характерно высокое содержание кварца (до 95 % и более), опалово-халцедоновый цемент (24–37 % от объёма породы), мелкозернистая структура с базальным цементом и локальное распространение в виде линз и прослоев мощностью до 5 м.

Фосфориты концентрировались в специфических обстановках: в нижней части бузиновской свиты (в форме желваков и обломков коричневых песчаных фосфоритов) и в киевской свите (в виде рассеянных желваков коричневато-бурых фосфоритов). Их накопление обусловлено сочетанием нескольких факторов: периодами замедления осадконакопления, апвеллинговыми процессами, обогащавшими придонные воды фосфором, и биогенной аккумуляцией фосфора в раковинах моллюсков и других организмов.

Таким образом, палеогеновые отложения исследуемой территории представляют значительный минерально-сырьевой потенциал. Их формирование происходило в разнообразных морских и мелководно-морских обстановках под влиянием комплекса тектонических, гидродинамических и биогеохимических факторов. Пространственное распределение полезных ископаемых контролируется как литолого-фациальными

особенностями отдельных свит, так и общей палеогеографической эволюцией региона в палеогене.

Литература:

1. Савко А.Д. Ассоциации минералов-индикаторов алмазоносности в осадочном чехле Воронежской антеклизы / А. Д. Савко, Л. Т. Шевырев, В. В. Ильяш // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения / АК «АЛРОСА» (ЗАО) Якутское научно-исследовательское геологоразведочное предприятие ЦНИГРИ; Воронежский государственный университет.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ СТРУКТУРА ТЕХНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ (НА ПРИМЕРЕ ХВОСТОХРАНИЛИЩА ЛОВОЗЕРСКОГО ГОКа)

А. В. Лаломов

ИГЕМ РАН, Москва

E-mail: lalomov@mail.ru

Ключевые слова: техногенные образования, литолого-фациальная структура.

В дополнение основных типов литогенеза – зональных климатических (гумидного, аридного и ледового) и аazonального эффузивно-осадочного, выделенных Н. М. Страховым [1], а также выделенного позже океанического [2], имеются достаточно веские основания для выделения еще одного аazonального «геотехногенного» типа литогенеза [3]. Он обладает специфическими чертами, в которых сочетаются факторы, обусловленные деятельностью человека, и природные процессы, аналогичные протекающим в естественных седиментационных системах.

Примером таких геотехногенных образований может служить хвостохранилище продуктов переработки редкометалльных лопаритовых руд Ловозерского ГОКа (Кольский полуостров).

Начиная с 1951 г. обогатительная фабрика Карнасурт перерабатывает лопаритовые руды, содержащие ниобий, тантал, редкие земли (РЗМ), титан. Извлечение лопарита в концентрат составляет 80 %, в результате чего в отложения хвостохранилища попадает лопарит в содержании 0.7 % (или 13.4 кг/м³), в т. ч. Nb₂O₅ – 0.07 %, Ta₂O₅ – 0.005 %, РЗМ – 0.28 %, TiO₂ – 0.26 %. Общий объем хвостохранилища 18 млн м³.

В минеральном составе поступающего в отвал материала преобладает нефелин (56–57 %), минералы группы пироксенов (в основном, эгирин) (16–20 %), полевые шпаты (7.6–8.2 %), кварц (3.4–4.2 %), минералы в сростках (7.9–9.0 %). В содержании не более 1–2 % присутствуют амфиболы, слюды, апатит, эвдиалит, лампрофиллит.

При этом лопарит чаще встречается в мелких классах (-0.16 мм), остальные минералы и минералы в сростках преобладают в крупных (+0.16 мм) (Таблица 1).

Таблица 1. Гранулометрический состав и распределение лопарита.

Класс крупности, мм	более 0.5	0.5- 0.25	0.25- 0.16	0.16- 0.10	0.10- 0.071	0.071- 0.05	менее 0.05
Гранулометрический состав, %	1.03	47.73	42.52	0.53	4.82	1.47	1.91
Распределение лопарита по классам, %	н.а.	1.46	44.5	2.82	31.25	19.97	н.а.

В структуре хвостохранилища можно выделить следующие техногенно-фациальные зоны (Рисунок):

1. зона дамбы;
2. зона сброса, куда по трубопроводу поступает пульпа с хвостами обогащения лопаритовой руды;
3. пляжевая зона водоема, где за счет волнового воздействие происходит обогащение техногенного материала;
4. прудковая зона в центре водоема, где осаждаются наиболее тонкие и легкие фракции техногенных отложений;
5. дюнная зона в надводной части хвостохранилища, где происходит эоловое обогащение материала.

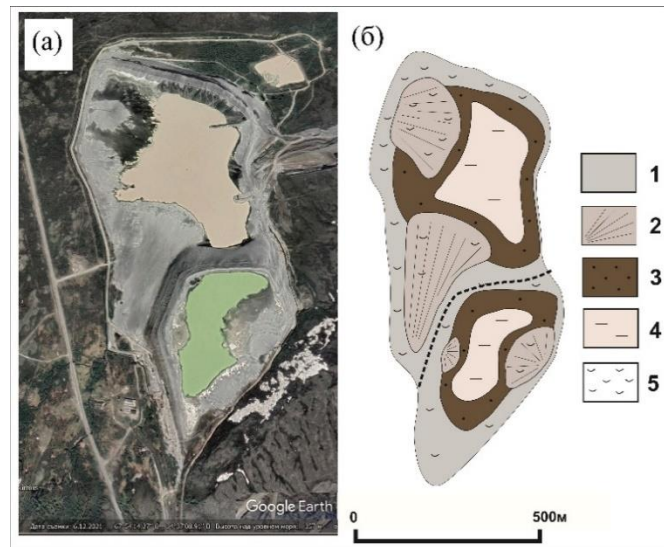


Рисунок. Структурная схема хвостохранилища обогатительной фабрики Ловозерского ГОКа. а – космоснимок GoogleEarth; б – дешифрованная литолого-фациальная схема хвостохранилищ. 1 – насыпная дамба; 2 – зона сброса хвостов («дельта»); 3 – зона пляжа; 4 – зона внутреннего водоема («прудка»).

За счет жидкой составляющей пульпы в центре котловины образуется водоем («прудок»), в котором результате ветроволнового воздействия происходит дифференциация материала, аналогичная природной седиментационной. В береговой зоне накапливаются тяжелые фракции осадков, а легкие и более мелкие выносятся в центральную зону «прудка». Также, в надводной части под влиянием ветрового воздействия происходит обогащение осадков тяжелой фракцией, при этом на поверхности образуются характерные эоловые знаки ряби.

Под действием процессов ветро-волновой дифференциации происходит не только накопление тяжелой фракции, но и изменение минерального состава: основную массу минералов в зоне обогащения пляжа составляют пироксены (49.0 %), нефелин (27.5 %), апатит (9.4 %), амфиболы (3.8 %), лопарит (2.6 %), эвдиалит (2.5 %) и полевые шпаты (2.2 %).

В результате природных процессов, воздействующих на техногенные отложения, они получают концентрически зональную структуру, а содержания полезных компонентов в отдельных зонах могут существенно увеличиваться (Таблица 2).

Таблица 2. Содержание тяжелой фракции и лопарита в разных техногенно-фациальных зонах, % на исходную пробу.

	Тяжелая фракция, %	Лопарит, %
зона сброса	9.2	0.55
пляж	62.8	2.62
дюна	26.4	1.02

Таким образом, техногенные объекты являются не просто пассивными телами, параметры которых определяются условиями складирования отходов обогащения: в результате вторичной переработки за счет природно-техногенных процессов в них происходит структурирование и образование собственной литолого-фациальной зональности с новыми литолого-минеральными свойствами. Поскольку с техногенными объектами связаны весьма значительные перспективы восполнения минерально-сырьевой базы стратегических и дефицитных видов сырья [4], необходимо исследование закономерностей их формирования в рамках геотехногенного литогенеза.

Литература:

1. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза: В 3 т. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1; 1961. Т. 2; 1962. Т. 3.
2. Лисицын А. П. Процессы терригенной седиментации в морях и океанах. М.: Наука, 1991.
3. Лаломов А.В. Геотехногенный литогенез – есть ли право на существование? / В сборнике: Экзолит – 2025. Сборник научных материалов Собрания (научных чтений), посвященных 220-летию основания Московского общества испытателей природы. Москва, 2025. С. 95–98.
4. Быховский Л.З., Спорыхина Л.В., Ануфриева С.И. Техногенные месторождения и образования редких металлов России // Рациональное освоение недр. 2014. № 3. С 14–22.

ТИПЫ ЗОНАЛЬНОСТИ СЕДИМЕНТАЦИИ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ ИНДИЙСКОГО И АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНОВ

М. А. Левитан*, Л. Г. Домарацкая, А. В. Кольцова

ГЕОХИ РАН, Москва

*E-mail: m-levitan@mail.ru

Ключевые слова: плейстоцен, донные осадки, зональность седиментации.

Основные типы зональности современной океанической седиментации – циркумконтинентальная, широтная (климатическая), вертикальная и тектономагматическая – широко известны. В основе имеющихся представлений лежат результаты исследований океанологов и морских геологов в области первичной продукции, планктонологии, гидродинамики океанов и морей; седиментологии взвешенного осадочного вещества; детального изучения рельефа дна, литологии, гранулометрии, минерального и химического состава современных донных осадков.

В предельно кратком изложении циркумконтинентальная зональность фиксирует закономерности изменения распределения осадочного вещества в водной толще и в современных донных осадках в пелагическом направлении (от континентов к центральным частям океанов).

Широтная зональность (по терминологии А. П. Лисицына – климатическая) основана на распределении типов осадочного вещества (включая комплексы планктона, бентоса и их остатков) в пространстве в меридиональном направлении.

Вертикальная зональность базируется на изменениях состава осадочного вещества (и прежде всего – карбонатного) в вертикальном направлении как в водной толще, так и по рельефу дна. Здесь нельзя не отметить важный вклад ряда исследователей в выявление и объяснение таких феноменов как лизоклины (арагонитовый, кальцитовый; птероподовый, фораминиферовый, кокколитовый), критическая глубина карбонатакопления, глубина карбонатной компенсации.

Тектономагматическая зональность проявляется, главным образом, в накоплении вулканогенного и гидротермального материала в донных осадках, а также в аккумуляции эдафогенных отложений [1]. В то же время нельзя упускать из виду влияние специфических тектонических движений, в частности на континентальных окраинах, на особенности осадконакопления.

Специальные исследования зональности седиментации в плейстоцене для Индийского океана и Атлантики ранее не проводились. Изучение литологии плейстоценовых отложений Мирового океана [2] показало, что при этом преобладала аккумуляция литогенного материала. По массе на втором месте находились карбонатные осадки и кремнистые – на третьем.

В докладе с точки зрения зональности седиментации приведены результаты изучения распространения таких важных осадкообразующих компонентов как SiO_2 , Al_2O_3 и CaCO_3 в плейстоценовых отложениях Индийского и Атлантического океана. Практически в каждой пробе из нашей выборки сумма величин указанных компонентов составляет 80 мас. % и более.

Нами приняты возрастные границы плейстоцена в соответствии с данными из книги [3], т. е. примерно с 1.8 до 0.01 млн лет. Целью изучения является исследование вопроса: в плейстоцене существовали те же виды зональности седиментации, что и в современную эпоху, или нет? Если существовали, то чем отличались от современных?

В основе фактического материала лежат работы по химическому составу плейстоценовых отложений, представленные в отчетах по рейсам Международной программы научного глубоководного бурения (фазы DSDP, ODP, IODP). Дополнительная информация взята также из других литературных источников.

Полученная выборка (база данных) сначала тщательно проверялась по литологическим и возрастным критериям. Затем удалялись «ураганные» значения. Содержания CaO пересчитывались на CaCO_3 . После этого вычислялись средние арифметические содержания CaCO_3 , SiO_2 и Al_2O_3 в валовом осадке плейстоценового керна каждой изученной скважины или колонки. Дополнительно валовые концентрации SiO_2 и Al_2O_3 пересчитывались на бескарбонатное вещество и вычислялось отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$.

Основным методом исследования явилось картирование каждого компонента и отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ в плейстоцене обоих океанов. Все схематические карты были построены с использованием базы данных глубин океана [4]. Дополнительно учитывались материалы из публикаций по геоморфологии дна. Следовательно, учитывалась не только глубина океана в данной точке, но и ее геоморфологическое положение.

Для картирования применялся сравнительно-литологический метод [5]. Среди использованных методических приемов важное место также занял предложенный авторами [6] подход, основанный на сочетании данных по литолого-фациальным картам плейстоцена [2] и рассчитанных для основных типов плейстоценовых отложений средних арифметических значений содержаний рассматриваемых компонентов и отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$.

Необходимо отметить, что в соответствующих таблицах данные по диатомовым осадкам Атлантики приведены на основе опубликованных нами материалов по таким же осадкам Индийского океана [6]. Дело в том, что в базе данных по плейстоцену Атлантики содержатся в основном материалы по химическому составу слабосиликатных осадков Бенгельского апвеллинга, а основная площадь развития диатомовых отложений плейстоценового возраста приходится на южную часть океана, где литологически осадки

не отличаются от таких же отложений южного пояса кремненакопления в Индийском океане.

Все построенные нами схематические карты распространения вышеперечисленных параметров сопоставлены с аналогичными картами для поверхностного слоя осадков в рассматриваемых океанах, опубликованными А.П. Лисицыным [7].

Сделан общий вывод о существовании в плейстоценовое время тех же четырех типов зональности седиментации, что и в настоящее время. Выявленные при этом различия обусловлены, главным образом, климатическими изменениями в плейстоцене в связи с эволюцией глобального оледенения.

Литература:

1. Мурдмаа И.О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. 304 с.
2. Левитан М.А. Плейстоценовые отложения Мирового океана. М.: РАН, 2021. 408 с.
3. A Geological Time Scale 2004 / Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, A.G. Smith. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2004. 599 p.
4. GEBCO Compilation Group, 2022 // GEBCO_2022 Grid.
5. Страхов Н.М. О сравнительно-литологическом направлении и его ближайших задачах // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. Нов. Сер. 1945. Т. 20. № 3–4. С. 34–48.
6. Левитан М.А., Домарацкая Л.Г., Кольцова А.В. Распространение некоторых индикаторов биогенного и литогенного материала в плейстоценовых отложениях Индийского океана // Океанология. 2026. № 3 (в печати).
7. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 392 с.

РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА РЕКИ МОЙЕРО (СЕВЕР СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Н. А. Лыков^{1,2*}, А. В. Дронов²

¹ РГУ нефти и газа (НИУ) имени И. М. Губкина, Москва

² Геологический институт РАН, Москва

*E-mail: lykownikita@gmail.com

Ключевые слова: ордовик, карбонатная седиментация, Сибирская платформа.

Систематическое изучение ордовикских отложений Сибирской платформы началось сравнительно поздно, по сравнению с другими платформами, лишь после Великой Отечественной войны. Но благодаря активной работе советских и российских геологов за последние 60 лет была создана достаточно детальная региональная стратиграфическая шкала и проведено ее сопоставление с Международной шкалой [1,

2]. Несмотря на значительный научный и прикладной интерес к породам осадочного чехла, степень изученности ордовикских отложений Сибирской платформы остаётся ниже по сравнению с европейской частью России. Кроме того, наблюдается выраженная стратиграфическая неоднородность изученности территории. Наиболее детально изучены докембрийские и нижнепалеозойские, преимущественно нижнекембрийские, отложения [3], с которыми связаны основные нефтегазоносные горизонты. Географическая неоднородность также выражена достаточно отчётливо: южные районы исследованы значительно лучше северных и центральных, что во многом обусловлено инфраструктурными ограничениями.

Разрез реки Мойеро является опорным для изучения ордовикских отложений одноимённой структурно-фациальной зоны, расположенной в северной части Тунгусской синеклизы на севере Сибирской платформы. Ввиду неоспоримым достоинствам разреза, в котором последовательно обнажаются практически все ярусы ордовикской системы, за исключением хирнантского [1, 4], а также хорошей обнажённости [1, 4–6], он может рассматриваться как один из лучших разрезов ордовика мирового уровня. Однако на протяжении большей части истории изучения ордовикской части разреза седиментологические исследования носили ограниченный характер и были преимущественно ориентированы на стратиграфические задачи [4–6]. Исключение составляют отдельные специализированные исследования, посвящённые литологическим и седиментологическим аспектам, например, [7].

Современные системные литологические исследования ордовикских отложений разреза реки Мойеро начались сравнительно недавно и связаны с полевыми работами под руководством д. г.-м. наук А. В. Дронова в 2013 и 2020–2022 годах. В ходе исследований было выделено несколько последовательно сменяющихся и местами повторяющихся по разрезу режимов седиментации: тепловодный карбонатный (фотозоановый); смешанный карбонатно-силикластический; переходный силикластическо-карбонатный (фотозоано-гетерозоановый) с признаками как тепловодного, так и холодноводного режимов осадконакопления; силикластический; холодноводный карбонатный (гетерозоановый). Изменения режимов седиментации с карбонатного на смешанный карбонатно-силикластический и силикластический связан с эпизодической активизацией терригенного сноса.

Для раннего ордовика (тремадокский и флоский ярусы) характерно доминирование микробной карбонатной продукции как в условиях тепловодного карбонатного режима, так и смешанного карбонатно-силикластического режима седиментации. В разрезе отчётливо выражена перилиторальная цикличность. На регрессивных этапах развития осадочного бассейна в супралиторальных условиях накапливался карбонатный ил (микрит), который в раннем диагенезе подвергался активной доломитизации. Для литоральной части характерны ламиниты, в которых преобладают доломиты комковатые, комковато-интракластовые и мелко-

тонкокристаллические, в которых угадываются реликты структур микробных матов. В условиях активной гидродинамики происходили формирование и перераспределение оолитов и немногочисленного биокластического материала, образующие собой разнообразные аккумулятивные тела, отвечающие трансгрессивным этапам развития осадочного бассейна. Среди органогенных построек распространены лишь микробиальные (строматолитовые) биогермы и биостромы (в некоторых различаются остатки известковых водорослей *Nuia*) [8]. Среди немногочисленного биокластического материала преобладают остатки кальцимикробов (организмы неясного систематического положения *Nuia Maslov*) и скелетные цианобактерии (большинство трудноопределимы ввиду вторичных процессов, однако в ряде случаев выявляются остатки *Girvanella*); фрагменты многоклеточных скелетных животных (метазои) встречаются редко и никогда не превышают 10 % от доли биокластового материала в породах. Однако ввиду усиления поступления терригенного материала в бассейн седиментации (конец тремадокского времени) при сохранении характера цикличности карбонатонакопление оказалось подавленным, что и привело к формированию смешанного карбонатно-силикластического режима седиментации. Тепловодный карбонатный режим седиментации возобновился во флоское время и сохранялся до конца дапинского времени, когда начался новый этап активизации терригенного сноса, который выразился в появлении в разрезе сначала алевритовой, а в дальнейшем и алевритонкопесчаной примеси, в также в накоплении толщи плоскогалечных конгломератов (доломитов интракластовых), образование которых связано с субаэральной экспозицией микробных матов.

В конце вихоревского времени (середина дарривильского яруса) этот режим сменяется на силикластически-карбонатный, господствовавший до конца муктэйского времени (конец дарривильского яруса). Регрессивные отложения представлены алевритовыми доломитами или тонким переслаиванием комковатых доломитов с тонкозернистыми песчаниками. Трансгрессивные биокластовыми карбонатными породами, переходящими в биогермы с метазойными каркасостроителями: организмами неясного систематического положения *Angarella* и мшанками. В межбиогермном пространстве установлены биокластические отложения, спонгистроматовые онколиты и небольшие микробиальные строматолитовые постройки (калиптры) [9]. В отличие от раннего и начала среднеордовикского временного интервала биокластический материал более чем на 50 % представлен фрагментами скелетов многоклеточных организмов – мшанок, остракод и др. От общего объема компонентов в карбонатных породах биогенные (скелетные) компоненты достигают максимума уже в конце волгинского времени (дарривильский ярус).

Несмотря на регрессию киренско-кудринского времени, приведшую к формированию смешанных силикластическо-карбонатных (киренский горизонт) и силикластических (кудринский горизонт) отложений, при возобновлении карбонат-

продукции в чертовское время (сандбийский ярус верхнего ордовика) она перешла от тепловодного к холодноводному типу при общем увеличении глубины бассейна. Отложения представлены преимущественно фоновыми аргиллитами и алевролитами с прослоями событийных полибиокластовых и обломочных известняков с градационной слоистостью (темпеститами).

Согласно подходам к реконструированию режима седиментации, в которых рассматривается вклад тех или иных организмов [10] отложения нижнего ордовика, ввиду преобладания в них микробной карбонат-продукции, можно охарактеризовать как результат функционирования микробальной карбонатной фабрики. Согласно Джеймсу и Джону [11] тепловодный режим карбонатонакопления на данном стратиграфическом интервале является фотозоановым. Современные аналоги подобных систем известны в заливе Шарк-Бей, Персидском заливе и на Багамской банке [12, 11, 13]. В среднем ордовике бактериальная карбонат-продукция существовала в урезанном виде и практически полностью исчезла к началу позднего. Верхнеордовикские отложения интерпретируются как холодноводные ввиду доминирования в них остатков скелетных многоклеточных организмов, образующих гетерозоановую ассоциацию. Последнее может объясняться воздействием апвеллинга на Сибирский палеобассейн [14, 15].

Литература:

1. Каньгин А.В., Ядренкина А.Г., Тимохин А.В., Москаленко Т.А., Сычев О.В. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Ордовик Сибирской платформы. Новосибирск, ГЕО, 2007. 267 с.
2. Bergström, S.M., Chen Xu, Gutiérrez-Marco J.C., Dronov, A. The new chronostratigraphic classification of the Ordovician System and its relations to major series and stages and to $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy // *Lethaia*. 2009, 42, 97-107.
3. Кузнецов В.Г., Илюхин Л.Н., Постникова О.В. и др. // Древние карбонатные толщи Восточной Сибири и их нефтегазоносность / Москва: Научный мир, 2000. 104 с.
4. Мягкова Е.И., Нестор Х.Э., Эйнасто Р.Э. Разрез ордовика и силура реки Мойеро (Сибирская платформа). Новосибирск: Наука, 1977. 176 с.
5. Мягкова Е.И., Никифорова О.И., Высоцкий А.А., Ивановский А.Б. Стратиграфия ордовикских и силурийских отложений долины реки Мойеро. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 67 с.
6. Покровский Б.Г., Зайцев А.В., Дронов А.В. и др. Геохимия изотопов С, О, S, Sr и хемотратиграфия отложений ордовика в разрезе р. Мойеро, север Сибирской платформы // *Литология и полез. ископаемые*. 2018. № 4. С. 310–336.
7. Хабаров Е.М. Наборы пород ордовикских отложений долины р. Мойеро (север Сибирской платформы) // *Геология и геофизика*, 1981, № 7 с. 64–73
8. Лыков Н.А., Закирьянов И.Г., Дронов А.В., Ростовцева Ю.В. Строение нижнеордовикских строматолитовых биогермов в опорном разрезе р. Мойеро (Тунгусская Синеклиза, Восточная Сибирь) // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология*. 2024. № 2. С. 45–53.
9. Lykov N, Zueva O, Dronov A, Postnikova O Middle Darriwilian small stromatolite bioherms and spheroids (oncoids) from the Moyero River section (Siberian Platform). *Russian Journal of Earth Sciences*, 2025.

10. Пономаренко Е. С. Концепция карбонатных фабрик (краткий обзор) / отв. ред. А.И. Антошкина. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2025. 120 с
11. Jones N.P., James B. Origin of Carbonate Sedimentary Rocks. 2015.
12. Suosaari EP, Reid RP, Mercadier C, Vitek BE, Oehlert AM, Stolz JF, Giusfredi PE, Eberli GP The microbial carbonate factory of Hamelin Pool, Shark Bay, Western Australia. Scientific Reports 2022. 12:12902. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-16651-z>
13. James, N. P., Pufahl, P. K. Carbonate sedimentology: An evolved discipline. The Depositional Record, vol. 12, 1, 2025. 1–41. <https://doi.org/10.1002/dep2.70042>
14. Dronov A.V. Late Ordovician cooling event: Evidence from the Siberian Craton, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 389, 2013, 87–95. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.05.032>.
15. Lykov N., Yu. Rostovtseva Yu., Dronov A. Late Middle to Late Ordovician Phosphate Accumulation of the Moyero River Section (Siberia): A Record of Upwelling and Global Cooling // Russian Journal of Earth Sciences. 2024.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ ОНКОЛИТОВ ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ

С. Ю. Маленкина

Музей Землеведения МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва

E-mail: maleo@mail.ru

Ключевые слова: микробиальные сообщества, онколиты, юра, мел, палеоген, Европейская часть России.

Онколиты представляют собой концентрически слоистые шаровидные образования. Диаметр этих структур от долей см до нескольких см, редко превышает 10 см. Их называют еще ооидами, онкоидами, иногда относят к оолитам. От оолитов они отличаются неправильной формой слоев, формирующихся в результате жизнедеятельности одного или нескольких видов микроорганизмов, образующих пленку, обычно содержащую и цианобактерии. Эти неправильные слоистые или ламинарные макротекстуры, создаются эпизодической аккрецией путем улавливания, связывания и цементации зерен биопленками, а также прямым осаждением внутри экзополимерной субстанции, выделяемой микробиальными матами, или на ее поверхности. Некоторыми рассматриваются частным случаем строматолитов [1]. Онколиты отличаются от строматолитов, тем, что являются продуктом неприкрепленных ко дну бентосных микробиальных сообществ и формируются в условиях достаточно подвижной среды, перекачиваясь по дну за счет волнений и течений.

В процессе исследований различных микробиалитов Европейской России нами были исследованы онколиты разных типов, состава и возраста. Юрские разновидности – это желто-бурые ооиды (от долей миллиметра до 2 мм) с тонкопереслаивающимися слоями или ламинами карбонатного вещества, шамозита, гетита, гидротетита с

подчиненными количествами фосфата и кремнезема (т. н. железистые оолиты) и распространены в келловее-оксфорде центральных районов Европейской России [2]. В толстых ламинах иногда наблюдаются скопления кристаллического гетита. Форма их чаще всего овальная, реже сферическая, нередко неправильная, угловатая, сплюснутая или миндалевидная, присутствуют также их фрагменты, обросшие новыми ламинами. Рост наслоений порождался чередованием низкоскоростной седиментации и нарастанием новой пленки мата. При этом превалировали процессы микробиально индуцированного и микробиально опосредованного осаждения, а не улавливания и связывания осадка. Слои разной толщины (2–20 мкм), с неровными границами, разной окраской слоев. Ядром служат минералы, биокласты и обломки самих онколитов. Вмещающими породами служат глины, мергели и пески среднего и верхнего келловее, а также серые глины низов оксфорда, содержатся ооиды и в фосфоритовых конкрециях этих возрастов. Отложения часто залегают непосредственно на расчлененных, подвергшихся интенсивному выветриванию и карсту, каменноугольных отложениях, которые вероятно и были источником железа для них. Онколиты формировались в крайне мелководных обстановках близ поверхности раздела вода-осадок в изменчивых окислительно-восстановительных условиях при достаточно активном гидродинамическом режиме периодически перекачиваясь по дну. В них наблюдается переслаивание совершенно разных по составу слоев и осаждавшихся в различных рН и Eh условиях. Это косвенно свидетельствует, что они могли формироваться одновременно в разных слоях (занятых различными бактериями) единого микробиального мата, а затем после перерыва и возобновления жизнедеятельности мата все это многократно повторялось. Верхнемеловые кампанские онколиты состоят из зерен тяжелых минералов, кварца, глауконита, фосфата, реже биокластов и фрагментов микробиального мата, покрытых многочисленными концентрическими фосфатными оболочками различной толщины, либо более тонкими пленками [3]. Данные фосфатные образования относятся к фосфоритам зернистого типа. Они приурочены к глауконит-кварцевой песчаной толще нижнего кампана, мощностью от 3 до 16 м, развитой на западном замыкании Воронежской антеклизы (междуречье Десны и Ипути в окрестностях Унечи и Новгород-Северского), южном склоне Щигровского свода и западе Белгородской моноклинали. В кампанское время эти фосфатонесные пески отлагались в мелководно-морском водоеме нормальной солености, с периодически интенсивным режимом гидродинамической активности, о чем свидетельствует высокая степень их сортировки, отсутствие глинистости, широкое развитие фосфатных оболочек на зернах, наблюдалось лишь неоднократное переотложение осадков, вызванное активизацией гидродинамического режима, шлихование и обогащение песков фосфатными зернами и тяжелыми минералами на склонах аккумулятивных форм подводного рельефа. В палеоцене в верхней пачке камышинской свиты концентрически слоистые шаровидные образования различного размера (онколиты) можно наблюдать в

карьере Елшанского месторождения стекольных песков, находящемся рядом с горами Уши, Шишанка и в небольшом карьере у ручья Маркова близ г. Камышина. Пачка представлена светло-серыми и белыми мелкозернистыми сыпучими, часто косослоистыми кварцевыми песками (до 30 м мощности) с линзовидными прослоями серых и коричневато-серых ожелезненных глин и алевроитов с комплексами различных ихнофоссилий, а также несколькими горизонтами окремнения (хардграунды) и онколитами примерно в средней части толщи, а также с палеофлорой камышинского комплекса палеоцена (листовые пластины и обломки древесины). Исследованные отложения примерно соответствуют пачке с кварцитовидными песчаниками со строматолитами гор Уши и Шишанка [4]. Онколиты состоят из тонких зерен кварца, сцементированных оксидом кремния, иногда слабо окрашенных оксидами и гидроксидами железа и образуют спорадические скопления в слоях песка. Выделяются несколько типов: мелкие с тонкой скорлуповатой оболочкой размерами 0.5–1 см бежевого и кремового цветов, относительно крупные более светлые – 2–5 см с более толстыми наслоениями и более редкие крупные (7–10 см). Иногда встречаются агрегаты из нескольких «слипшихся» шаров мелкого или среднего размера. Предполагается, что онколиты образовались в мелководных прогретых водах в прибрежных условиях, включающих области пляжа, приливно-отливные равнины и возможно локальные участки развития подводных валов, где они накапливались за счет перемыва. Первоначально постройки, вероятно, были карбонатными, обогащенными терригенными зернами кварца, за счет чередования нарастания новой пленки мата и седиментации на ее поверхности. При этом превалировали процессы улавливания и связывания осадка, а не микробиально индуцированного и микробиально опосредованного осаждения.

Работа выполнена в рамках темы государственного задания Музея землеведения МГУ АААА-А16-116042010088-5 «Эволюция геодинамических обстановок и глобальные природные процессы».

Литература:

1. Riding R. Microbialites, stromatolites, and thrombolites // Encyclopedia of Geobiology. Encycl. of Earth Science Series. Springer. Heidelberg: 2011, P. 635-654.
2. Маленкина С. Ю. Юрские микробиальные сообщества Европейской России и реконструкция обстановок их формирования // Проблемы палеоэкологии и исторической геоэкологии. Сборник научных трудов VI Всероссийской научно-практической конференции, посвященной памяти профессора В.Г. Очева. ПИН РАН им. А.А. Борисяка - Вятский палеонтол. музей Москва – Киров: 2025. С. 67–69.
3. Maleonkina S. Y. Phosphatized algal-bacterial assemblages in late cretaceous phosphorites of the voronezh anteclise // Proceedings Volume 4939, Instruments, Methods, and Missions for Astrobiology VI. 2003. P. 77–82. <https://doi.org/10.1117/12.486700>
4. Маленкина С.Ю., Иванов А.В. Палеогеновые столбчатые строматолиты местонахождения Камышинские уши (Нижнее Поволжье) // Жизнь Земли. 2024. Т. 46, № 2. С. 172–185.

ИНДИКАТОРЫ КЛИМАТА В РАЗРЕЗАХ ВЕРХНЕГО ВЕНДА ЗАПАДНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТЕЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ~550–580 МЛН ЛЕТ НАЗАД

О. Ю. Мельничук^{1*}, В. Н. Подковыров²

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

*E-mail: o.u.melnichuk@mail.ru

Ключевые слова: палеоклимат, геохимия глинистых пород, редкинский горизонт.

Восточно-Европейская платформа (ВЕП) представляет собой стратотипический для венда регион, накопление информации по которому за последние 75 лет движется высокими темпами, как в области развития стратиграфии и палеобиологии, так и реконструкции различных стадий и факторов литогенеза местных стратонов, начиная от источников сноса и заканчивая реконструкцией обстановок осадконакопления и фаций в приемных бассейнах. Бассейнов седиментации в пределах ВЕП в редкинское время (порядка 550–580 млн лет назад) существовало как минимум три: это Тиманский форландовый бассейн седиментации (его дистальная часть) на северо-востоке, востоке и юго-востоке в современных координатах, Московский бассейн в центральной и западной части региона и примыкавший со стороны Украинского щита к Волын-Брестской крупной магматической провинции (КМП) бассейн седиментации. О двух последних в настоящем работе и пойдет речь.

Наиболее полно прямые климатические индикаторы (и их возрастные ограничения), существовавшие в бассейнах седиментации центральной и западной части ВЕП в редкинское время приведены в обобщающих работах [5, 7, 9]. Среди них следует отметить минеральные и литологические – каолинит в составе глинистых отложений различного генезиса, являющийся «уликой» бывшего гумидного климата [2], сохранившиеся коры выветривания и палеопочвы, а также перигляциальные отложения.

Наличие существенного количества каолинита указанные выше авторы [5] отмечают для глинистых пород старорусской свиты (накапливалась до 558? млн лет назад) Балтийско-Ладужской моноклинали, валдайской серии Оршанской впадины (низовская, селявская, черницкая свиты), а также в составе глинистых пород редкинского горизонта и его аналогов на территории Литвы, западной Беларуси и Волыни [5]. Реже наличие этого минерала отмечено для могилев-подольской серии Подолии (к редкинскому времени здесь относятся могилевская и ярышевская свиты).

На рассматриваемой территории также отмечены [5, 7] коры выветривания и палеопочвы по магматическим породам Брест-Волынской КМП и кристаллическим породам фундамента. В частности, почвенные профиля, сформировавшиеся, вероятно, 545–550 млн лет назад, обнаруженные в Эстонии, на западе Украины и юго-востоке Польши, близки по своим характеристикам к современным краснозёмам или ультисолям

[7], которые развиты в низких широтах в тропическом, а также семиаридном либо семигумидном умеренном климате.

Перигляциальные образования в составе слущкой (верхняя часть) и холоневичской (нижняя часть) свит юга Волыни представляют собой слоистые глинистые породы и диамиктиты, имеющие возраст не более 570, а вероятно, ближе к 567 млн лет [9]. Примечательно, что это время примерно отвечает предполагаемому времени образования (согласно [6]) гляциогенных пород в составе нижней части старопечнинской свиты (Тиманский форландовый бассейн).

Среди косвенных индикаторов палеоклимата на водосборных площадях можно отметить аттестацию глинистых пород как гидролизатов (значения $((\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}} + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{MnO}/\text{SiO}_2) > 0.55)$ в сочетании с обогащением их K_2O (> 5 мас. %) в результате накопления в них детритового калиевого полевого шпат, и/или нарушенными корреляционными связями, свидетельствующими о концентрации Ti не в глинистой, а вобломочной части тонкозернистых пород [2, 3]. Среди петрогенных (на наш взгляд) образований рассматриваемого временного интервала в центральной и западной частях ВЕП такими характеристиками обладают глинистые породы ярышевской свиты, обнажающейся на юго-западе Украинского щита. Подобный факт несколько дополняет выводы, сделанные в [5], о том, что климат на территории восточной части ВЕП в редкинское время в основном был гумидным.

С другой стороны, свиты, совокупности проб из которых обладают сохранившимися взаимосвязями Ti и Si либо Na , а также Ti-Al и Ti-K могут рассматриваться как гумидные толщи (особенно, если они обладают значениями $\text{GM} > 0.55$ и вмещают красноцветы). Таковыми среди петрогенных образований с возрастом в диапазоне $\sim 550\text{--}580$ млн лет являются могилевская свита юго-запада Украинского щита и низовская свита Оршанской впадины Московской синеклизы. Обращает на себя внимание и часть проб, отобранных из ярышевской свиты, которые являются гидролизатами с относительно невысокими концентрациями калия, что также можно рассматривать как индикатор гумидного(семигумидного?) климата на водосборных площадях. С использованием значений индекса химического изменения CIA [8] и уравнения [4] можно реконструировать медианные среднегодовые температуры на палеоводосборных площадях, составляющие порядка $15\text{--}16^\circ\text{C}$ (низовская и ярышевская свиты) и 20°C (могилевская свита), то есть в основном тёплый и умеренно-тёплый климат по классификации [1].

Признаки похолодания, упоминаемого выше, также наблюдаются при рассмотрении усть-пинезской свиты Московской синеклизы. Они выражаются в пониженных значениях индекса CIA (порядка $67\text{--}72$ против $72\text{--}76$) в нижней части свиты.

Исследования проведены в рамках госзадания ИГГ УрО РАН (номер госрегистрации темы 123011800013-6) и ИГГД РАН (тема FMUW-2026-0007). Авторы

выражают благодарность Андрею Викторовичу Маслову за результативную дискуссию при написании настоящей работы.

Литература:

1. Чумаков Н.М. Общий обзор позднемезозойского климата и событий // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М.: Наука, 2004. С. 44–51.
2. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
3. Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В. Геохимия титана. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2018. 432 с.
4. Deng K., Yang S., Guo Y. A global temperature control of silicate weathering intensity // Nat. Commun. 2022. V. 13. No. 1. 1781.
5. Jewuła K., Środoń J., Kędzior A. et al. Sedimentary, climatic, and provenance controls of mineral and chemical composition of the Ediacaran and Cambrian mudstones from the East European Craton // Precambrian Res. 2022. V. 381. 106850.
6. Hearing T.W.W., Tindal B., Vandyk T. et al. Ediacaran coupling of climate and biosphere dynamics // EarthArXiv Preprint. 2025. X5S42P.
7. Liivamägi S., Środoń J., Bojanowski M.J. et al. Precambrian paleosols on the Great Unconformity of the East European Craton: an 800-million-year record of Baltica's climatic conditions // Precambrian Res. 2021. V. 363. 106327.
8. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.
9. Środoń J., Condon D.J., Golubkova E. et al. Ages of the Ediacaran Volyn-Brest trap volcanism, glaciations, paleosols, Podillya Ediacaran soft-bodied organisms, and the Redkino-Kotlin boundary (East European Craton) constrained by zircon single grain U–Pb dating // Precambrian Res. 2023. V. 386. 106962.

ФАЦИАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ КАК ИНСТРУМЕНТ ПОВЫШЕНИЯ ПРОДУКТИВНОСТИ РАЗРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А. Д. Муфахарова^{1*}, А. А. Чикишев¹, В. Д. Немова^{1,2}

¹ ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг», Москва

² РГУ нефти и газа им. И. М. Губкина, Москва

*E-mail: mufaharova00@mail.ru

Ключевые слова: тюменские отложения, керновые данные, фациальное моделирование, эксплуатация месторождения.

Введение. Объектом исследования являются тюменские отложения (пласты ЮКз-4) одного из месторождений Западной Сибири. Эффективная разработка нефтегазовых месторождений требует точного понимания пространственного распределения литолого-фациальных особенностей пласта. В особенности это относится к тюменским

отложениям, характеризующихся высокой степенью геологической неоднородности. Фациальный анализ позволяет восстановить палеогеографическую обстановку формирования отложений, а следовательно, прогнозировать латеральное распространение песчаных тел, их мощность и форму, что является необходимым для обоснованного размещения эксплуатационных скважин.

Методика построения фациальной модели. На начальном этапе работы изучены литературные и картографические данные по региональным представлениям условий осадконакопления тюменской свиты Западной Сибири [1]. Согласно литературным источникам, отложения накапливались в условиях озёрно-аллювиальной равнины, временами заливаемой морем. Для проверки данной теории выполнен комплексный анализ данных керна, геофизических исследований скважин (далее ГИС) и данных сейсморазведки.

Далее проведен макро- и микроанализ керна (изучены фотографии и описания керна и шлифов, определены литофации пород и составлены литологические колонки).

Основываясь на текстурно-структурном анализе выделено 4 типа литофаций (Рисунок 1).

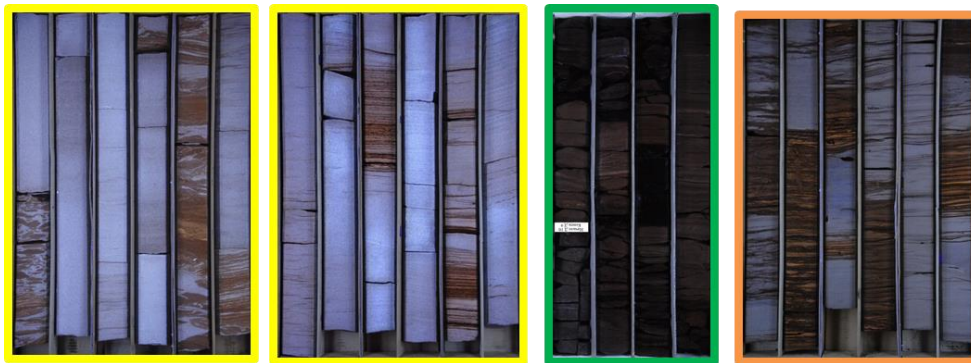


Рисунок 1. Примеры литофаций в керне: а) русло, протоки и притоки рек, б) бары, отмели, в) пойменные отложения, г) равнина, временами заливаемая морем.

1. *Русло, протоки и притоки рек:* Песчаники серо-бурые, от мелко-среднезернистых до мелко-тонкозернистых, неравномерно глинистые. Текстура горизонтально-слоистая, косослоистая, скрытая. Присутствуют линзовидные включения (до 50 %) алевролитов серых (интракластов) и линз сидерита.

2. *Бары, отмели:* Песчаники серо-бурые, от мелко-среднезернистых до мелко-тонкозернистых, неравномерно глинистые. Текстура преимущественно массивная, горизонтально-слоистая, местами косослоистая, волнистая. Возможно обогащение и включение послойных намывов слюдисто-углистого материала.

3. *Пойменные отложения*: Алевролиты серые мелко-крупнозернистые. Текстура пород слоистая, волнисто-слоистая, взмученная, текстуры биотурбации. Возможно наличие ихнофастилий *Skolithos* и *Planolites*, линз и поропластов сидерита и пирита.

4. *Равнина, временами заливаемая морем*: Переслаивание песчаников и алевролитов. Текстура пород волнистая, взмученная, биотурбированная, линзовидная. Характерно частое чередование песчаного материала с алевролитом, наличие пирита и ихнофастилий *Skolithos* и *Planolites* [2].

Выделенные по керну литофации сопоставлены с данными ГИС и, с опорой на методику В.С. Муромцева, литофации определены по каротажу в скважинах с отсутствием керна [3].

Основным принципом корреляции разрезов скважин являлось выделение циклов накопления песчаных тел. В разрезе выделено 4 пласта: ЮК₂, ЮК₃, ЮК₄¹ и ЮК₄². Стоит отметить, что корреляция местами носит условный характер, так как в разрезе отсутствуют надежные реперы, за исключением кровли пластов ЮК₂ и ЮК₅.

Для картирования развития на площади выделенных по скважинам фациальных зон и типов разреза использованы данные сейсморазведки. Основным инструментом картирования послужило выявление морфологических особенностей геологических тел по результатам RGB суммирования спектральной декомпозиции.

С учетом комплексного анализа данных сейсморазведки, ГИС и кернавого материала построены фациальные карты для пластов ЮК₄², ЮК₄¹ и ЮК₃. Помимо основных русел для пластов ЮК₄² и ЮК₄¹, характерно развитие множества притоков и протоков, которые впадают в основные русла (Рисунок 2).

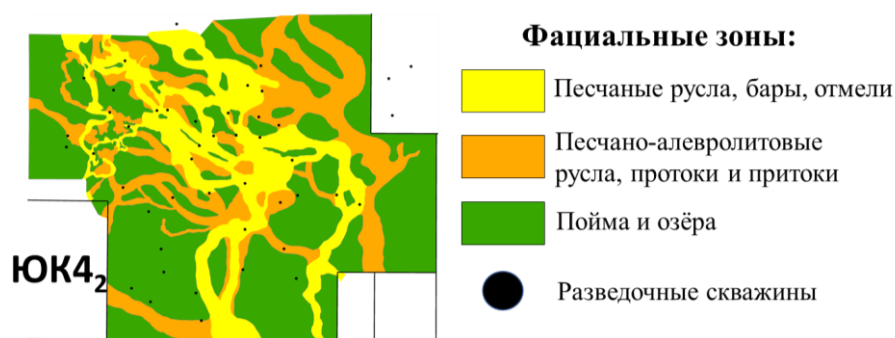


Рисунок 2. Фациальная схема пласта ЮК₄².

Так как на данном месторождении уже ведется эксплуатационное бурение, авторы провели корреляцию между результатами работы скважин и фациальными зонами и выявили зависимость. Данный анализ помог спрогнозировать дебиты нефти с учетом фациальных зон для эксплуатационного бурения наклонно-направленных и горизонтальных скважин.

Выводы. Выполненные исследования подтвердили эффективность комплексного подхода и его значимость для эффективной разработки месторождения. Полученные фациальные карты послужили основой для планирования размещения эксплуатационного бурения и прогноза дебитов скважин.

Литература:

1. Конторович А. Э. (ред.) Юрская нефтегазоносная система Западной Сибири. — Новосибирск: СО РАН, 2001.
2. Тимофеев П.П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. Труды Геологического института АН СССР, вып. 197, 1969 г.
3. Муромцев В. С. Электрометрическая геология песчаных тел—литологических ловушек нефти и газа. Л.: Недра, 1984. 260 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол. развед. ин-т).

ОПРЕДЕЛЕНИЕ КАТЕГОРИИ ТОЧНОСТИ ИЗМЕРЕНИЙ ОБЩЕЙ КАРБОНАТНОСТИ МАНОМЕТРИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

В. А. Муфтахов*, А. В. Борисенко, В. В. Пустыльникова
ВНИГНИ, Филиал «Апрелевское отделение ВНИГНИ», Москва
*E-mail: v.muftahov@vnigni.ru

Ключевые слова: карбонатометрия, манометрический метод, категория точности метода.

Общая часть. Под общей карбонатностью понимают содержание в породе солей угольной кислоты, измеряемое в весовых процентах. Данные о карбонатности пород в терригенном разрезе позволяют сделать выводы о количественном и качественном содержании карбонатного материала в цементе терригенных пород по разрезу, их изменениях, увязывать их со сменой петрофизических и фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) пород, отвечать на ряд вопросов, связанных с генезисом породы и их постседиментационными изменениями. При наличии карбонатного разреза данные о раздельном содержании кальцита, доломита и нерастворимого остатка (НО) помогают при реконструкции как условий седиментации (соленость, глубина, гидродинамика, замкнутость бассейна и пр.), так и при оценке влияния различных вторичных процессов (доломитизация, кальцитизация, растворение, минерализация трещин и пр.). Изучение карбонатности пород также важно проводить для определения подбора оптимального кислотного состава и возможности его применения для обработки забоя скважин с целью увеличения проницаемости призабойной зоны пласта и увеличения дебитов нефти и газа [1, 2, 3].

Наиболее простым, быстрым и дешевым методом определения вещественного состава является трехкомпонентный анализ, в котором осуществляется раздельное

определение кальцита, доломита и нерастворимого остатка — манометрический метод. Манометрический метод основан на измерении давления углекислого газа, выделившегося в известном объеме в результате реакции. Согласно закону сохранения массы веществ при химических реакциях количество атомов до и после реакции остается одинаковым. Таким образом, количество выделившегося в результате реакции углекислого газа прямо пропорционально содержанию карбонатов в пробе. Раздельное определение содержаний кальцита и доломита производится на основе различных скоростей протекания реакций разложения этих минералов. Метод обладает невысокой точностью. Основными источниками ошибок определения соотношений кальцита и доломита в пробе являются переходные процессы, отражающиеся на кривой давления точкой (зоной) перегиба, которая из-за сложности минерального состава горных пород выражена недостаточно четко. Еще одним источником ошибок является низкая чувствительность прибора к изменению давления в камере.

Опытно-методические работы по определению общей карбонатности манометрическим методом с оценкой точности измерений были выполнены в рамках реализации Государственного задания в 2023 г. в лаборатории литологии Научно-аналитического центра Апрелевского отделения ФГБУ «ВНИГНИ»

Приборы и материалы. Раздельное определение кальцита и доломита манометрическим методом проводилось с использованием автоматического кальциметра (карбонатометра) СМП-КА с прилагающимся программным обеспечением (Кортех, Россия). Контрольные измерения минерального состава чистых компонентов, смесей, ГСО и отобранных образцов проводились рентгено-дифрактометрическим методом на дифрактометре ARL X'tra с помощью программного обеспечения Search-Match, Siroquant (Thermo Scientific, Швейцария). В качестве моделей пород использовались стандартные образцы: кальций углекислый, имп. ч [4]; доломит (СО-6) [5]; кварцевый песок [6]; каолин [7]. На основе кварцевого песка и каолина была создана смесь, моделирующая некарбонатную глинисто-терригенную породу в соотношении 1:1. Для контроля оценки точности дополнительно проводились измерения реальных образцов различных литотипов из керна скважин Заозерная 1 (20 обр.), Новоякимовская 1 (22 обр.), Канандинская 278 (38 обр.) и Северо-Кетская 1 (20 обр.) из разных стратиграфических диапазонов (от венда до мела).

Методика эксперимента. Выполнение анализов на автоматическом кальциметре СМП-КА и рентгеновском дифрактометре ARLX'tra проводилось согласно инструкции по эксплуатации к приборам [8, 9].

Для изучения моделированных сред использовались, как чистые стандартные образцы, так и их смеси – двойные и тройные. Двойные смеси (*кальцит-кварц*; *кальцит-каолин*; *доломит-кварц*) готовились в следующих соотношениях, %: 10–90; 20–80; 30–70; 40–60; 50–50; 60–40; 70–30; 80–20 и 90–10. Для смеси *кальцит-доломит-кварц* выдерживались следующие соотношения: 1 – К70-Д20-Кв10; 2 – К50-Д30-Кв20; 3 – К60-

Д10-Кв30; 4 – К30-Д40-Кв30; 5 – К10-Д50-Кв40; 6 – К40-Д10-Кв50; 7 – К20-Д20-Кв60; 8 – К30-Д10-Кв60; 9 – К20-Д10-Кв70, где К – кальцит, Д – доломит, Кв – кварц, цифры рядом – доли (%) в смеси. Измерения стандартных образцов и смесей проводились независимо тремя операторами (Муфтахов В.А., Борисенко А.В., Мосолов И.А.): каждый образец определялся трижды, затем рассчитывалось среднее значение.

Для оперативного контроля из отобранных реальных образцов было выбрано 5 проб, с каждой из которых была проведена серия из 20-ти 2-кратных измерений. Таким образом, на каждый образец пришлось по 40 измерений или 200 анализов на пять проб одним оператором. В работе принимали участие 2 оператора (Борисенко А.В., Мосолов И.А.). Общий объем – 80 анализов на пробу.

Измерения остальных реальных образцов проводились однократно одним оператором.

Оценка точности результатов экспериментов.

Оценка сходимости и воспроизводимости у «чистых компонентов (стандартов): максимальное значение стандартного отклонения сходимости составило 1.5 % (стандарт доломита); максимальное стандартное отклонение воспроизводимости результатов измерений трех операторов составило 0.98 % (стандарт доломита).

Оценка сходимости и воспроизводимости результатов измерений искусственных смесей: стандартное отклонение воспроизводимости результатов двойных смесей (кальцит-кварц, кальцит-каолин, доломит-кварц), полученных тремя разными операторами, практически во всех случаях не превышает 2,5 % и лишь одно значение показало 3.73 % (для нерастворимого остатка в смеси кальцит-доломит); для тройной смеси — кальцит-доломит-кварц, у пробы (50–30–20) результаты в одной серии имеют существенную погрешность (измерения ошибочные), что сказалось для этой смеси на значениях стандартных отклонений компонентов. В остальных случаях значения стандартных отклонений не превышает 3 % (и одиночное значение 3.99 % для доломита состава 30-10-60).

Оценка сходимости и воспроизводимости результатов оперативного контроля: сходимость по кальциту варьирует в диапазоне 2.4–3.9 %, средняя — 3.0 %; по доломиту – 2.2–3.1 %, средняя – 2.8 %; воспроизводимость результатов меняется в пределах: 3.9–4.3 % для кальцита (средняя 4.1 %) и 3.7–4.5 % для доломита (средняя 4.0 %).

Определение категории точности анализа манометрическим способом. Для оценки нормы погрешностей результатов экспериментов воспользовались «ОСТ 41-05-212-04. Стандарт отрасли. Управление качеством аналитических работ. Нормы погрешности при определении химического состава минерального сырья и классификация методик лабораторного анализа по точности результатов» [10]. Данный документ дает классификацию методов анализа по точности результатов и, в качестве основной, для рядовых исследований принимается III категория точности.

III категория присваивается методам, средние квадратичные отклонения результатов которых не должны превышать допустимых средних квадратичных отклонений. Допустимые значения средних квадратичных отклонений (СКО) для химических компонентов — элементов и окислов рассчитаны и приведены в том же документе [10]. Известно [11], что среднее квадратичное отклонение конечного числа взаимно независимых величин равно корню квадратному из суммы квадратов СКО этих величин:

$$\text{СКО}_{(x_1, x_2, \dots, x_n)} = \sqrt{\text{СКО}_{x_1}^2 + \text{СКО}_{x_2}^2 + \dots + \text{СКО}_{x_n}^2}$$

Таким образом, были рассчитаны допустимые значения СКО для кальцита, доломита, кварца, каолинита.

Из того же документа следует, что если значения СКО результатов анализа превышают допустимые (для III категории) в два раза (но составляют не более 30%), то методу присваивается более низкая, IV категория. И метод является количественным рядовым с пониженной точностью.

Вывод. Сравнивая полученные результаты средних квадратичных отклонений со сходимостью и воспроизводимостью стандартных образцов, манометрический метод можно отнести к III категории точности. Однако, исследования образцов реального состава показали, что данный метод относится к IV категории точности. Это объясняется стабильностью состава стандартов в любой навеске. Пробы же реального состава, несмотря на тщательную подготовку представительной навески, все же более гетерогенны.

В результате выполнения данных опытно-методических работ, при измерении карбонатности в реальных образцах манометрическим методом было получено одно интересное наблюдение — в некоторых пробах доломита (без примесей кальцита по данным РФА) в анализах определялся кальцит от 30 до 70 вес. %, что нельзя объяснить погрешностью определения. Анализ результатов, показал, что подобные «аномалии» характерны преимущественно для цианобактериальных доломитов. Очевидно, что органогенная природа породы влияет на результаты карбонатометрии и это надо обязательно учитывать при интерпретации карбонатных разрезов. Само же явление требует дополнительного изучения другими методами, включающими детальный петрографический анализ пород с количественным подсчетом минерального и структурного состава, описанием текстурных и генетических особенностей, а также методом растровой электронной микроскопии.

Литература:

1. Мартюшев Д.А. Лабораторные исследования кислотных составов для обработки коллекторов, характеризующихся различной карбонатностью и структурой порового пространства горных пород // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг ресурсов. 2018. Т. 329. №4. С.4–12.

2. Мордвинов В.А. Механизм воздействия соляно-кислотных растворов на карбонатный коллектор // Нефтяное хозяйство. -2016. -№4. С.118–121.
3. Насибулин И.М., Мисолина Н.А., Баймашев Н.А. Современные представления о влиянии геологических факторов, определяющих процесс взаимодействия кислотных растворов с карбонатной породой // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2011. №3. С.56–61.
4. ГОСТ 4530-76. Реактивы. Кальций углекислый. Технические условия.
5. ГСО 7222-96 Доломит (СО-6)
6. ГОСТ 22551-2019. Песок кварцевый, молотые песчаник, кварцит и жильный кварц для стекольной промышленности. Технические условия.
7. ГОСТ 21285-75. Каолин обогащенный для косметической промышленности. Технические условия.
8. Система моделирования пласта. Автоматический кальциметр «СМП-КА». Руководство по эксплуатации 28.99.39-002-01440184-КА РЭ. 2020. 25 с.
9. Чижов П.С. Практическое руководство по выполнению рентгенофазового анализа кернового материала на дифрактометре ARL X'TRA с детектором Nova SxD с использованием программных комплексов crystallographica search-march и siroquant. Ханты-Мансийск. 2017. 120 с.
10. ОСТ 41-08-212-04 Стандарт отрасли. Управление качеством аналитических работ. Нормы погрешности при определении химического состава минерального сырья и классификация методик лабораторного анализа по точности результатов
11. ГОСТ Р ИСО 5725-1-2002. Точность (правильность и прецизионность) методов и результатов измерений. Часть 1 Основные положения и определения.

О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ КОНОДОНТОВЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

В. М. Назарова^{1*}, Л. В. Зайцева²

¹Музей земледования МГУ, Москва

²Палеонтологический институт им. А. А. Борисяка, Москва

*E-mail: VM516@yandex.ru

Ключевые слова: конодонты, девон, химический состав, апатит.

Наши исследования химического состава конодонтовых элементов (КЭ) начались с изучения проблематичных микрофоссилий – «конодонтового жемчуга» («КЖ») [1, 2]. Нужно было сравнить химический состав «КЖ» с таковым КЭ, а заодно и других фосфатных микрофоссилий (ихтиолитов и раковин лингулид) из тех же образцов пород. Под сканирующим микроскопом Zeiss EVO50 (ПИН РАН) с микроанализатором Inca Oxford 350 при 20 КВ (образцы напылялись золотом) были изучены 16 объектов из мосоловского горизонта (средний девон, эйфельский ярус D_{2ef}), 4 из саргаевского и 7 из

семилюкского горизонтов (верхний девон, франский ярус D_{3fr}) Курской области, а также 34 объекта из сирачойского горизонта (D_{3fr}) Ненецкого автономного округа (НАО). Такой неравномерный выбор микрофоссилий связан с тем, что находки «КЖ» являются редкими.

На каждом изучаемом объекте для анализа выбиралось не менее одной площадки размером не менее 10 мкм^2 . Во всех объектах были обнаружены кальций Са, фосфор Р, углерод С и кислород О. Источником С может быть как органическое вещество, содержащееся в КЭ, так и вмещающие породы, поэтому С не рассматривали. В образцах D_{3fr} среднее отношение Са/Р оказалось 1.67, т. е. оно соответствует таковому в молекуле ортофосфата кальция $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH},\text{F})_2$, из которого состоит биогенный апатит. В образцах D_{2ef} этот коэффициент ниже, в среднем 1,54. В большинстве образцов D_{3fr} присутствует фтор (F), в образцах D_{2ef} его нет. Отношение F/Р в семилюкском горизонте – 0.29, что вполне соответствует количеству F во фторапатите (F/Р не должно превышать 0.33). В остальных образцах D_{3fr} оно гораздо больше, особенно в сирачойском горизонте в НАО (0.63). Следовательно, F в них посторонний и имеет абиогенное происхождение. Повышенная концентрация этого элемента на территории НАО по сравнению со скважинами Курской области связана, прежде всего, с расположением точки отбора образцов сравнительно недалеко (100 км) от Пайхойско-Новоземельской минерагенической провинции, сформировавшейся в раннем девоне и известной своими месторождениями флюорита.

Проведённые исследования показали, что химический состав «КЖ» существенно не отличается от такового КЭ и больше зависит от стратиграфической и территориальной позиций отобранного материала. Поэтому для проведения дальнейших исследований и поиска закономерностей мы решили использовать более массовый материал, уже не привязанный к редким находкам «КЖ». Материалом послужили КЭ (89 экз.), ихтиолиты (36 экз.), раковины лингулид (6 экз.) и остатки членистоногих-филлокарид (5 экз.) из 85 образцов осадочных пород 11 наиболее полных разрезов, вскрывающих различные уровни франских D_{3fr} и нижнефаменских D_{3fm} отложений европейской части России (преимущественно на Воронежской антеклизе) [3]. Объекты были изучены на тех же приборах и теми же методами, что и предыдущие. Из одного образца породы, как правило, исследовалось несколько объектов разной систематической принадлежности.

При анализе большого количества данных отношение Са/Р в КЭ оказалось в среднем несколько ниже формульного значения (в среднем 1.53), в отличие от остальных микрофоссилий, где оно близко к таковому в формуле идеального апатита (1.67). Вверх по разрезу средние значения Са/Р постепенно увеличиваются на протяжении D_{3fr} (1.54–1.60) и достигают максимальных значений в нижнем фамене (1.64). При этом отмечается падение отношения Са/Р в воронежском горизонте (1.50). Причины этих изменений,

скорее всего, кроются в изменениях состава воды в палеобассейне, что требует дальнейшего подтверждения.

Отношение F/P почти во всех случаях превышает таковое в формуле фторапатита (0.33). Причём в разных точках одного и того же объекта F может как присутствовать, так и отсутствовать. Взаимосвязь F с другими элементами состава выявлена не была. Са из фторапатита вымывается хуже, чем из гидроксилapatита, т. е. отношение Са/P в микрофоссилиях, состоящих из фторапатита, должно быть выше. Однако, подобная зависимость на изученном материале не была замечена. Её отсутствие позволяет утверждать, что F в составе микрофоссилий является вторичным элементом и не входил в структуру апатита изначально. Это подтверждает и полное отсутствие F в образцах из мосоловского горизонта, замеченное ранее. То есть первоначально КЭ и другие фосфатные микрофоссилии состояли из гидроксилapatита, который мог концентрировать в себе F в течение жизни организма, а, возможно, и посмертно. Максимальная частота встречаемости F в D_{3fr} (68–83 %), в горизонтах D_{3fm} она ниже (52–57 %). Это указывает на то, что F, скорее всего, мог попасть в осадки в результате наземного вулканизма, который был активен на Воронежской суше именно во фране.

В небольшом количестве (как правило, менее 1 ат. %) встречаются Na, Mg, Al, Si, S, Cl, K, Mn, Fe, Cu, Sr, W. Больше всего примесей в ихтиолитах, что связано со структурой их поверхности: более неровные и пористые объекты содержат больше примесей. Это было замечено ещё при исследовании «КЖ» и сопутствующих ему микрофоссилий. «КЖ» имеет максимально гладкую поверхность из всех, поэтому обычно вообще ничего, кроме Са, Р, О и С в нём не обнаруживается.

Отмечена линейная зависимость между количеством Al и Si в одних и тех же объектах, что указывает на загрязнение алюмосиликатами (глинистыми частицами). Сера S встречена только в образцах, содержащих железо Fe, что указывает на наличие пирита. Кроме того, Fe (0.04–1.30 ат. %) встречается в образцах без S, более чем в 70 % всех ихтиолитов и членистоногих. Среди различных систематических групп рыб встречаемость F одинаково высока. В КЭ он встречается значительно реже (12 %). Кроме того, в изученном материале было два экземпляра фрагментов костных покровов бесчелюстных из группы псаммоидей. В подсчётах они фигурировали вместе с ихтиолитами, однако именно в них были обнаружены следы марганца Mn (0.10–0.12 ат. %).

Стронций Sr присутствовал только в КЭ (в 5 % объектов, но в заметных количествах – 0.20–0.34 ат. %) и преимущественно в воронежском горизонте Воронежской антеклизы. Скорее всего, он является примесью вмещающих карбонатных пород. В ряде микрофоссилий (в основном в КЭ из саргаевского (8 объектов) и семилукского (9 объектов) горизонтов) присутствуют незначительные (не более 0.19 ат. %) следы вольфрама W, возможно, свидетельствующие о размыве какого-то кристаллического массива.

Выявленные закономерности интересны, проливают свет на некоторые особенности биоминерализации и отражают события в развитии палеобассейнов, однако, они носят статистический характер. По химическому составу единственного объекта невозможно установить его систематическую принадлежность и стратиграфическое положение.

Исследование выполнено в рамках государственного задания МГУ имени М. В. Ломоносова (тема № АААА-А16-116042010088-5).

Литература:

1. Назарова В.М., Зайцева Л.В. Исследование «конодонтового жемчуга» из мосоловского горизонта (средний девон) Курской области методом энергодисперсионного рентгеновского микроанализа // Палеострат-2016. Москва, 26–28 января 2016 г. Тезисы докладов. М.: ПИН РАН, 2016. С. 56–57.
2. Назарова В.М., Гатовский Ю.А. «Конодонтовый жемчуг» из девонских отложений европейской части России // Вестник Моск. Ун-та. Серия 4. Геология. 2019. №6. С. 35–42.
3. Назарова В.М., Зайцева Л.В. Химический состав позднедевонских фосфатных микрофоссилий Восточно-Европейской платформы // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2018. Т. 93. Вып. 2. С. 42–53.

ФИТО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛИО-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ

О. Д. Найдина
ГИН РАН, Москва
E-mail: onaidina@gmail.com

Ключевые слова: акчагыл-апшерон Прикаспия, климат, растительность, палиноморфы.

На рубеже неогена и квартера Каспийское море испытывало одну из величайших трансгрессий, названную Н. И. Андрусовым [1] акчагыльской [2, 3, 4, 5, 6].

В течение длительного времени аккумуляровались мощные отложения акчагыльского регионаруса, относящегося к верхнему плиоцену (пьяченций) и палеоплейстоцену (гелазий). Акчагыльские отложения широко распространены на севере Каспийского региона [7, 8, 9].

Также широко в этом регионе распространены апшеронские отложения. Акчагыльские отложения сменяются апшеронскими отложениями морского и континентального происхождения. Апшеронский ярус отвечает эполейстоцену общей стратиграфической шкалы или калабрию.

Методом спорово-пыльцевого анализа были изучены образцы из разрезов нескольких скважин этого региона. Палинологически были изучены керновые образцы, отобранные из скважин в локациях междуречья рек Урала и Эмбы на востоке Северного Прикаспия и озера Аралсор на севере Прикаспийской низменности [3, 10]. Скважины вскрыли акчагыльские и апшеронские отложения, представленные песчано-глинистыми толщами значительной мощности.

Впервые для акчагыльских отложений севера Прикаспия выделены спорово-пыльцевые комплексы (СПК), позволяющие реконструировать растительность и климатические условия. На основе акчагыльских СПК выявлены смены растительности и изменения климата. Таксономический состав выделенных СПК свидетельствует о развитии ландшафтов степей, широколиственных и смешанных хвойных лесов с тсугой. На северо-востоке Прикаспия смена ландшафтов лесов, лесостепей и степей была неоднократная.

Развитие растительности происходило в зависимости от климатических флуктуаций. Интенсивное потепление и увлажнение климата приводило к возобновлению лесов с субтропическими элементами. Засушливый климат вызывал преобладание растительности степей и лесостепей во всем регионе, прилегающего к северной части Палеокаспия.

В целом установлено, что в начале акчагыля развивалось похолодание, в середине и в конце — потепление, на границе с апшероном — похолодание, при постоянных колебаниях влажности, очевидно, вследствие влияния неравномерного хода акчагыльской трансгрессии и регрессии Палеокаспия.

Исследования выполнены по государственному заданию ГИН РАН.

Литература:

1. Андрусов Н.И. Материалы к познанию прикаспийского неогена. Акчагыльские пласты // Тр. Геол. ком. 1902. Т. 5. № 4. 153 с.
2. Naidina O.D., Richards K. Pollen evidence for Plio-Pleistocene vegetation and climate change in the North Caucasus, North-Western Caspian Region // Quat. Int. 2016. V. 409 A. P. 50–60.
3. Naidina O.D., Richards K. The Akchagylian stage (late Pliocene – early Pleistocene) in the North Caspian Region: Pollen evidence for vegetation and climate change in the Urals–Emba region // Quat. Int. 2020. V. 540. P. 22–37.
4. Eppelbaum L.V., Katz Y.I. Akchagylian hydrospheric phenomenon in the aspects of deep geodynamics // Stratigraphy and sedimentology of oil-gas-basins. 2021. № 2. P. 9–26.
5. Trifonov V.G., Tesakov A.S., Simakova A.S. et al. Geological and biotic context of the Plio-Pleistocene Evolution of the Caucasus-Caspian Region (Akchagylian transgression) // Quat. Int. 2024. V. 686–687. P. 120–141.

6. Zastrozhnov A., Danukalova G., Osipova E. et al. Caspian transgressive-regressive cycles across the Lower Volga region during the Quaternary reconstructed from the borehole at Ulan-Khol (Kalmykia, Russia) // Quat. Int. 2024.V. 686–687. P. 99–119.
7. Васильев Ю.М. Антропоген южного Заволжья // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1961. № 49. 128 с.
8. Яхимович В.Л., Немкова В.К., Сулейманова Ф.И. и др. Плиоцен и плейстоцен Волго-Уральской области. М.: Наука, 1981. 175 с.
9. Свиточ А.А. Большой Каспий: строение и история развития. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2014. 272 с.
10. Найдина О.Д. Спорово-пыльцевые спектры и условия формирования плио-плейстоценовых отложений близ озера Аралсор в Прикаспийской низменности // Геоморфология и палеогеография. 2025. Т. 56. №1. С. 30–40.

ОБРАЗОВАНИЕ ГЛАУКОНИТА ПРИ ГИПОТЕРМИИ ЭКСПЛОЗИВНОГО МАТЕРИАЛА ВУЛКАНОВ В СУБМАРИННЫХ УСЛОВИЯХ

И. И. Никулин
ООО «Нордголд», Москва
E-mail: iinikulin@gmail.com

Ключевые слова: глауконит, гидротермально-осадочная формация, Русская плита.

Особое место в ряду отложений гиалокластического генезиса занимают породы, сформировавшиеся в результате эксплозивно-эффузивных извержений, происходящих под ледником на дне моря. Обломочная структура таких пород образуется главным образом вследствие грануляции и фрагментации магматического расплава при быстром охлаждении. Здесь же имеет место упомянуть преобразованные туфы в морской воде, а также многообразные эффузивные породы, погружающиеся в снежные покровы. А ещё учесть разнообразие осадков в озерах, сформированных из ювенильных гидротерм в десятках километрах от их источников. Это целый ряд преобразований, который не может быть ограничен определением «вулканогенно-осадочная формация» [1, 2, 3].

Разработка теории преобразования эффузивного расплава в подводных условиях ещё тем интересная, что многочисленные наблюдения вулканов без непосредственного излияния магмы указывают на типичные особенности пеплов [4]. Материал вулканического пепла узкоспециализирован по минеральному и гранулометрическому составу. Одна из разновидностей пеплов, связанных с эффузивными расплавами основного состава, удивительным образом соответствует по химическому составу и гранулометрии (сортировке) характеристикам палеогеновым глауконитам из всех известных бассейнов глауконитовой седиментации. Главной составляющей пепла

являются осколки базальтового стекла, свежего и измененного (палагонит, монтмориллонит, селадонит). Девитрифицированные осколки имеют аксиолитовую (микросферолитовую) структуру. Кристалло-витрический пепел имеет красно- и желто-коричневую вплоть до зеленых разных оттенков цветовую гамму [5]. Другая разновидность пеплов – кислого состава с амфиболами позволяет обосновать повышенные содержания в глауконите железа и хрома.

В ходе проведенного исследования выделена в общем разрезе палеогена для юго-запада чехла Приволжской моноклинали последовательность слоев, представляющая собой многоэтажные проградационные циклы метровых масштабов, определяемые чередованием глин и аргиллитов с песками (песчаниками) с алевролитами (алевролитами) в восходящей очередности [6]. Повторяющиеся циклы указывают на небольшие погружения морского дна в бассейне. Складки оползания и плоскости осыпи, связанные с клиновидными интервалами в разрезах, маркируют каждый эпизод погружения бассейна. Глауконит залегает в песках и песчаной матрице в основании гранулометрически мельчающего восходящего цикла, который начинается с глин или аргиллита. Факторы обогащения окислительно-восстановительными элементами объясняют субокислительные условия отложения при глауконитизации. Отношения окислительно-восстановительных элементов (V/Cr , V/Sc) подтверждают субкислородные условия осадконакопления для глауконитового интервала и кислородные условия для вмещающих отложений [7]. Проградационные циклы метровых масштабов, фиксирующие переход от субкислородных условий к кислородным, соответствуют тектонически индуцированному углублению и последующему заполнению. Тектонические колебательные движения (эпейрогенические движения) являются основной причиной ритмичного строения глауконитовых осадочных толщ. Этот период также совпадает с размывом палеозойских вулканогенно-осадочных комплексов, что накладывает дополнительный фактор на разнообразие глауконита.

Наличие таких тектонических условий подтверждается и тем, что значительной части палеогена был свойственен теплый климат. Остатки лесной растительности, включающей субтропические вечнозеленые формы, обнаружены на Шпицбергене, Канадском Арктическом архипелаге, Новосибирских островах, в Гренландии, а также на Фолклендских (Мальвинских) островах и в Антарктиде. Северная Евразия и северные районы Северо-Американского материка в палеоцене и эоцене характеризовались развитием субтропического климата. Глауконит, богатый калием и железом, связан с интервалами теплого климата в палеогеновых отложениях бассейнов от Днепровско-Донецкой впадины (рифта) до Джайсалмер, Бармер, Камбей и Катч в западной Индии [8]. Температурный максимум был обусловлен высокой магматической активностью, которая создавала парниковый эффект, поэтому на эту эпоху приходится максимальная глауконитизация. А в конце палеогена наступило значительное похолодание, что

привело к резкому сокращению ширины экваториального и тропического поясов. В олигоцене с началом регрессии наступает похолодание, границы климатических зон смещаются к экватору. Во второй половине палеогена климат становится более континентальным, появляются ледяные шапки на полюсах.

В периодически затопляемых зонах трещинного магматизма образовывались глаукониты, смектиты, цеолиты и другие водные силикаты в результате гальмиролиза вулканического пепла эффузивных расплавов основного и на завершающих стадиях кислого состава и их сопровождающих гидротермальных растворов, смешанных с морской водой. Исследование цеолитов, содержащихся в различных породах глауконитово-кремнистых формаций, показало связь их состава и свойств с содержанием минералов свободного кремнезема в тех же породах. В случаях, когда в цеолитсодержащих породах обнаруживается одновременное присутствие минералов свободного кремнезема (опал, кристобалит), находящиеся с ними в парагенетической ассоциации цеолиты представлены клиноптилолитом с высокими значениями отношений Si/Al и $(Na+K)/Ca$. При отсутствии минералов свободного кремнезема в породах содержащиеся в них цеолиты принадлежат к высококремнистому гейландиту. В таких цеолитах отношение $(Na+K)/Ca$ меняется в пользу Ca , а отношение Si/Al хотя и снижается, но остается на уровне 8–9 (для нормального гейландита отношение $Si/Al = 5,5-7,0$). Свойства цеолитов находятся в хорошем соответствии с их составом. Клиноптилолиты сосредоточены в опоках, трепелах и глауконитовых песках; гейландиты – в писчем мелу и редко в глауконитовых песках (лишенных примеси минералов свободного кремнезема). Частная ассоциация цеолитов с минералами свободного кремнезема позволяет выделить в рассматриваемой формации гейландитсодержащие и клиноптилолитсодержащие породы. Эти факты также указывают на особенные температурные условия формирования отложений.

Таким образом, при резкой смене температур происходила гипотермическая раскристаллизация базальтового стекла, а на иных стадиях магматизма и амфиболов, вплоть до образования глауконитов. Рассмотренная вся совокупность формационных циклов глауконитовых отложений Приволжской моноклинали позволяет сделать заключение применительно к Русской плите о периодической резкой активизации платформенного вулканизма в интервале от сеномана до эоцена, включительно. А глауконитовые отложения можно определить как глауконитово-кремнистая субмаринная гидротермально-осадочная формация.

Литература:

1. Малеев Е.Ф. Классификация некоторых типов вулканогенно-осадочных пород // Литология и полезные ископаемые, 1971. №5. С. 125–129.
2. Ботвинкина Л.Н. Генетическая классификация отложений вулканогенно-осадочных формаций и некоторые особенности их фациального анализа // Литология и полезные ископаемые, 1972. №2. С. 3–17.

3. Малеев Е.Ф., Петрова М.А., Фролов В.Т., Хворова И.В., Щербакова М.Н. Современные представления о классификации вулканокластических и смешанных вулканогенно-осадочных пород // Литология и полезные ископаемые, 1979. №2. С. 55–62.
4. Силаев В.И., Карпов Г.А., Киселёва Д.В., Вергасова Л.П., Макеев Б.А., Тарасов К.В., Хазов А.Ф. Пеплы 2017 года с вулканов Ключевского и Камбального: сравнительный минералого-геохимический анализ // Вестник Пермского университета. Геология. 2018. Т. 17. № 4. С. 326–341.
5. Уткин Ю.В. Вулканогенные обломочные породы (систематика, строение, генетические типы) / Учебное пособие. Издание второе. Томск: Томский государственный университет, 2017. 142 с.
6. Никулин И.И. Глаукониты из нижнеэоценовых отложений юго-запада Приволжской моноклинали и потенциал их использования (Волгоградская область) // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2022. № 3. С. 29–40.
7. Banerjee S., Bansal Ud., Thorat An. Th. A review on palacogeographic implications and temporal variation in glaucony composition // Journal of Palacogeography, 2016. Vol. 5, Is. 1. P. 43–71. <https://doi.org/10.1016/j.jop.2015.12.001>.
8. Choudhury TR., Banerjee S., Khanolkar S., Saraswati P.K., Meena Sg.S. Glauconite authigenesis during the onset of the Paleocene-Eocene Thermal Maximum: A case study from the Khuiala Formation in Jaisalmer Basin, India, // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2021. Vol. 571. 110388. <https://doi.org/10.1016/j.palaco.2021.110388>.

СПЕЦИАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВЛИЯНИЯ БУРОВОГО РАСТВОРА НА ФИЛЬТРАЦИОННО-ЕМКОСТНЫЕ СВОЙСТВА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ ЮРЯХСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕВИЛЮЧАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Б. Б. Нугаев*, Н. К. Кулагина
РГУ нефти и газа (НИУ) имени И. М. Губкина, Москва
*E-mail: nugaev-bari@mail.ru

Ключевые слова: буровой раствор, фильтрационно-емкостные свойства, структура порового пространства.

В работе представлены результаты исследования структуры пустотного пространства карбонатных пород-коллекторов юряхской свиты. Минерализация пустот была исследована с помощью поляризационного и электронного микроскопов. По результатам исследований был проведен сравнительный анализ параметров пустотного пространства и его минерального выполнения до и после водогазового воздействия.

Были изучены микроструктура, структура пустотного пространства и процессы аутогенного минералообразования в доломитах юрхской свиты.

При бурении скважин буровой раствор неизбежно взаимодействует с продуктивным пластом, что приводит к снижению его фильтрационно-емкостных свойств. Основная проблема заключается в проникновении фильтрата и твёрдых частиц в призабойную зону, что вызывает набухание глинистых минералов, блокировку поровых каналов, образование нерастворимых осадков и эмульсий.

В ходе экспериментальных исследований изучено влияние бурового раствора на фильтрационно-емкостные свойства карбонатных пород юрхского горизонта Верхневеличанского месторождения. Установлено, что после воздействия бурового раствора среднее восстановление проницаемости составило 64% при значениях от 11,7% до 109,5%. Выявлена закономерность: чем ниже проницаемость коллектора, тем сильнее ухудшение фильтрационно-емкостных свойств из-за закупорки мелких пор нерастворимыми осадками хлорных соединений и адсорбции фильтрата на стенках пор, что подтверждено данными растровой электронной микроскопии и энергодисперсионного анализа. Также зафиксировано механическое разрушение доломита под действием репрессии, приводившее к росту проницаемости.

УРОВНИ ОРГАНИЗАЦИИ ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА НЕОДНОРОДНЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ НА ПРИМЕРЕ ФАМЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ НГП

Р. Р. Нуриахметов*, Е. Т. Казимиров
РГУ нефти и газа (НИУ) имени И. М. Губкина, Москва
*E-mail: nuriahmetov25@gmail.com

Ключевые слова: карбонатные породы, структура, текстура, фамен, компьютерная томография.

Карбонатные породы-коллекторы часто имеют неоднородное строение, что приводит к сложностям в прогнозе распределения их фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС): пористости и проницаемости.

В работе организация пустотного пространства рассматривается на разных уровнях [3]: циклическом, породных ассоциаций, текстурном, структурном, микроструктурном – на каждом из которых, неоднородность ФЕС рассматривается уже как закономерное сочетание систем меньшего уровня. Этот шаг стал возможен, в том числе, за счет использования данных компьютерной томографии (КТ) как полноразмерного керна, так и более высокоразрешающей томографии (микро-КТ). Не столько в качестве петрофизического метода, сколько метода, позволяющего увидеть и увязать между собой однородные среды внутри неоднородной на разных масштабах.

Для описания граноморфных структур была использована, но модифицирована классификация Р. Данхема [5] – вместо карбонатного ила, использовалась степень смятия (сгустковости) граноморфных компонент и выделены переходные разности по увеличению ее интенсивности: грейнстоуны, пак-грейнстоуны, грейн-пакстоуны и пакстоуны соответственно.

Лейолитовые [4, 1] породные ассоциации выделены в зависимости от морфологии лейолитов и их пространственного распределения и соотношения с устойчивыми группами структур межкаркасного заполнителя, что определяет общий вид текстур пород.

Их исследование стало возможным благодаря проведению полноразмерной томографии керн, которая позволила установить строение не двумерной, а трехмерной биогермной текстуры пород. Это уже становится непосредственным ключом к пространственному моделированию и прогнозированию фильтрационно-емкостных свойств неоднородных сложнопостроенных текстур и их сочетаний по вертикали – иерархических текстур пустотного пространства, а не пород. Таким образом – компьютерная томография выступает мостом между качественными исследованиями керн и количественной петрофизической и геофизической интерпретацией.

Для подобных наборов пород – это крайне важно, так как визуально прослеживается полная комплементарность (взаимодополняемость) структурно-текстурных признаков на физическом керне и текстур пустотного пространства на томографических срезах. Спектры изменения рентгеновской плотности здесь уверенно привязываются к определенным макроструктурным и текстурным элементам пород

В ходе исследования, установлено, что коллекторские свойства пород зависят от следующих факторов на разных уровнях:

1. Циклический: коллекторские свойства значительно улучшаются к кровле регрессивных частей циклитов. В разрезе различаются циклиты нескольких рангов с самоподобным строением (асимметричные циклиты с выраженной регрессивной частью и редуцированной трансгрессивной).

2. Породных ассоциаций (седиментационно-диагенетический): По разрезу интерпретируется нестабильная гидродинамическая среда, что приводит к вертикальной неоднородности в виде накопления слоев с различной структурой. Основную роль в формировании отложений сыграло развитие лейолитовых образований параллельно с их засыпанием граноморфным материалом (преимущественно микробиальных граноморфных компонент: желваков, интракластов, комков и микрокомков, а также детрита зеленых водорослей).

2.1. В более спокойных и погруженных гидродинамических обстановках накапливаются преимущественно сгустковые разности, которые послойно уплотняются до микролитолитизированных пакстоунов за счет вертикального сдавливания между

лейолитовыми образованиями. Здесь же наиболее активно проявлены процессы доломитизации по заполнителю.

2.2. В более активных гидродинамических обстановках развиваются интракластово-комковатые и желваковые разности грейнстоунов, пак-грейнстоунов, реже грейн-пакстоунов при незначительном развитии лейолитовых образований

2.3. В мелководных обстановках с умеренной гидродинамической активностью развиваются пятнисто-петельчатые формы лейолитов с неравномерной структурой заполнителя, преимущественно грейн-пакстоунов и пак-грейнстоунов. При наличии водообмена могут активизироваться процессы выщелачивания.

2.4. В обстановках с активным привнесом граноморфного материала лейолитовые формы практически не развиваются, уступая место накоплению относительно массивных разностей грейнстоунов и пак-грейнстоунов.

3. Текстуальный: В зависимости от форм роста лейолитов и их соотношением с различными типами заполнителя усложняется общая текстура пустотного пространства, что влияет на характер фильтрации в различных направлениях. Наиболее неоднородной текстурой обладают породные ассоциации пятнисто-петельчатых лейолитовых известняков. Основные текстуры пород: массивные, неправильно-слоистые и неясно-слоистые: слабопятнистые, пятнисто-петельчатые и пятнисто-узловатые.

4. Структурный (микротекстуальный):

В зависимости от размера и типа форменных компонент, а также степени их смятия (сгустковости) изменяется количество пустотного пространства и степень его связности. Для выделенных структурных групп коллекторские свойства постепенно ухудшаются в ряду: грейнстоун – пак-грейнстоун – грейн-пакстоун – пакстоун – вак-пакстоун \ лейолитовый каркас.

В пределах одного слоя возможно сочетание разных структурных групп, что усиливает вертикальную (иногда латеральную) неоднородность не только на текстурном, но и на микротекстуальном [2] уровне.

5. Микроструктурный: основу пустотного пространства большинства коллекторов в разрезе составляет микроструктурная матрица с двойной пористостью: межформенной и микропористой по микрокристаллическим агрегатам микробиальных форменных компонент, которые участвуют в строении стенок межформенных пустот.

Литература:

1. Казимиров Е.Т. Закономерности распределения микробиалитов в фаменских барьерных карбонатных комплексах Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Экзолит - 2025 : Сборник научных материалов Собрания (научных чтений), посвященных 220-летию основания Московского общества испытателей природы – Москва: ООО "МАКС Пресс", 2025. С. 74–78.
2. Нуриахметов Р.Р., Казимиров Е.Т., Лыков Н.А. Связь фильтрационно-емкостных свойств и текстурных особенностей карбонатных пород-коллекторов верхнего девона

Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Russian Journal of Earth Sciences. 2025. №. 4. С. 1–13.

3. Нуриахметов Р.Р., Казимиров Е. Т. Классификация уровней организации пустотного пространства природных резервуаров нефти и газа // Экзолит - 2025: Сборник научных материалов Собрания (научных чтений), посвященных 220-летию основания Московского общества испытателей природы – Москва: ООО "МАКС Пресс", 2025. С. 128–131.

4. Riding R. Microbialites, Stromatolites and Thrombolites. // Encyclopedia of Earth Science Series. Springer. Heidelberg. 2011. pp. 635–654.

5. Dunham R.J. (1962). Classification of Carbonate Rocks according to Depositional Texture, in: Ham V.E. (Ed.). Classification of Carbonate Rocks-A Symposium. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Okla, 1962. P. 108–121.

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ТИМСКОЙ СВИТЫ ВОСТОЧНОЙ САРМАТИИ

М. Ю. Овчинникова^{1*}, К. А. Савко^{1,2}, А. Б. Кузнецов³

¹Воронежский государственный университет, Воронеж

²ИГЕМ РАН, Москва

³ИГГД РАН, Санкт-Петербург

*E-mail: ovchinnikova@geol.vsu.ru

Ключевые слова: Сарматия, карбонаты, тимская свита.

На рубеже начала палеопротерозоя (2.5–2.1 млрд лет назад) произошли ключевые изменения окислительно-восстановительной обстановки в атмосфере и гидросфере: великое окислительное событие, сопровождавшееся ростом содержания свободного кислорода, ломагунди-ятулийское событие с резким повышением концентрации изотопа $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатных породах и эпизоды глобальных оледенений [1–5, и др.]. Эти глобальные изменения в полной мере проявлены в Сарматии [6]. Палеопротерозойские карбонатные отложения наиболее широко развиты в осадочных разрезах крупной Тимской структуры в восточной части Курского блока, интерпретируемой в настоящее время как задуговой бассейн [7, 8]. Палеопротерозойская тимская свита состоит из углеродистых сланцев с сульфидами с подчиненными прослоями песчаников, кварцитов, силикатно-карбонатных пород, известняков и основных вулканитов. Мраморизованные известняки с тонкораспыленным углеродистым веществом образуют тонкие прослои мощностью от нескольких сантиметров до 0.5–3.0 м среди углеродсодержащих сланцев. Чистые известняки встречаются в отдельных частях разреза и достигают мощности 25 м. Для них характерен линзовидный характер залегания, размер карбонатных линз варьирует от долей метра до 10–15 м. Контакты между известняками и

углеродсодержащими сланцами постепенные, известняки часто имеют тонкополосчатую текстуру, обусловленную послойно распределенной примесью углеродистого вещества и тонкораспыленного пирита. Карбонатные породы тимской свиты представлены известняками с содержаниями MgO менее 1.6 мас. %. Они содержат небольшие примеси SiO₂ (до 4.9 мас. %), Fe₂O₃ (до 1.1 мас. %) и MnO (до 0.3 мас. %). Для известняков тимской свиты характерны: повышенное содержание редкоземельных элементов ($\Sigma\text{REE} = 47\text{--}84$ мкг/г, среднее 71 мкг/г), ярко выраженная положительная Y-аномалия, отрицательная Ce-аномалия ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0.55\text{--}0.72$), отсутствие Eu-аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* \approx 1$). В известняках отмечаются низкие содержания Sc (0.7–2.2 мкг/г, среднее 1.2 мкг/г), литофильных Rb (3.9–26.7 мкг/г, среднее 11.7 мкг/г), Sr (196–301 мкг/г, среднее 283 мкг/г), Ba (20–81 мкг/г, среднее 46 мкг/г) и высокозарядных элементов, но повышенные содержания редокс-чувствительных элементов U (1.3–6.6 мкг/г, среднее 2.9 мкг/г), Cu (13–105 мкг/г, среднее 64 мкг/г), Zn (9–35 мкг/г, среднее 22 мкг/г). Известняки тимской свиты имеют суперхондритовое Y/No > 46, близкое к таковому в современной морской воде. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ варьирует от 0.70549 до 0.71137.

Таким образом, из анализа геохимических данных следует, что известняки тимской свиты содержат очень мало диагенетического кремнезема и не подверглись доломитизации. Отрицательная Ce-аномалия в палеопротерозойских карбонатах обычно является индикатором присутствия свободного кислорода и окислительной обстановки в океане [9 и др.]. В известняках тимской свиты зафиксированы аномально высокие значения $\delta^{13}\text{C}$. Во всем опробованном интервале 495–270 м они составляют от 10.4 до 12.1 ‰ PDB и только в кровле снижаются до 6.0 ‰ PDB [10]. Такие высокие содержания тяжелого изотопа углерода четко указывают на то, что формирование карбонатных пород происходило в самом конце лomagунди-ятулийского события 2.22–2.06 млрд лет назад. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках тимской свиты несколько выше, чем это отношение в палеопротерозойских карбонатных породах морских фаций в период лomagунди-ятулийского события (обычно ниже 0.7050). Вероятно, повышение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в Тимском палеобассейне могло быть следствием его изоляции на завершающем этапе развития

Таким образом, по изотопно-геохимическим параметрам (присутствие Ce-аномалии, повышенное $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и аномально высокие значения $\delta^{13}\text{C}$), можно сделать вывод, что карбонатные породы тимской свиты отлагались после великого окислительного события в самом конце лomagунди-ятулийского события.

Литература:

1. Schidlowski M., Eichmann R., Junge C.E. Carbon isotope geochemistry of the Precambrian Lomagundi carbonate province, Rhodesia // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1976. V. 40. P. 449–455.
2. Юдович Я.Э., Макарихин В.В., Медведев П.В., Суханов Н.В. Изотопные аномалии углерода в карбонатах карельского комплекса // *Геохимия*. 1990. № 7. С. 972–978.

3. Karhu J.A., Holland H.D. Carbon isotopes and the rise of atmospheric oxygen // *Geology*. 1996. V. 24 (10). P. 867–870.
4. Melezhik V.A., Fallick A.E., Kuznetsov A.B. Palaeoproterozoic, rift-related, ^{13}C -rich, lacustrine carbonates, NW Russia. Part II: Global isotopic signal recorded in the lacustrine dolostone // *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.* 2004. V. 95. № 3/4. P. 423–444.
5. Melezhik V.A., Fallick A.E., Martin A.P., Condon D.J., Kump L.R., Brasier A.T., Salminen P.E. The Palaeoproterozoic Perturbation of the Global Carbon Cycle: The Lomagundi-Jatuli Isotopic Event // *Reading the Archive of Earth's Oxygenation. Global Events and the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project (FAR-DEEP)*. Eds. Melezhik V.A. et al. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2013. V. 3. P. 1111–1150.
6. Savko K.A., Samsonov A.V., Santosh M., Ovchinnikova M.Yu. Neoproterozoic Palaeoproterozoic sedimentary basins in the Sarmatian Craton: Global correlations and connections // *Geol. J.* 2021. V. 56. № 9. P. 4479–4498.
7. Цыбуляев С.В., Савко К.А., Самсонов А.В., Кориш Е.Х. Палеопротерозойские рифтогенные вулканы OIB- и MORB-типа Курского блока восточной Сарматии: петрология и геодинамика // *Петрология*. 2021. Т. 29. № 2. С. 136–171.
8. Савко К.А., Самсонов А.В., Кориш Е.Х., Ларионов А.Н., Сальникова Е.Б., Иванова А.А., Базиков Н.С., Цыбуляев С.В., Червяковская М.В. Гранитоидные интрузии на краю Курского блока как часть палеопротерозойской кислой крупной изверженной провинции восточной Сарматии // *Петрология*. 2024. Т. 32. № 6. С. 647–678.
9. Kamber B.S., Webb G.E. The geochemistry of Late Archean microbial carbonate: Implications for ocean chemistry and continental erosion history // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2001. V. 65. P. 2509–2525.
10. Савко К. А., Кузнецов А. Б., Овчинникова М. Ю., Крамчанинов А. Ю. Положительная аномалия $\delta^{13}\text{C}$ и изотопный состав Sr в палеопротерозойских известняках тимской свиты Курского блока Сарматии // *Доклады Российской академии наук. Науки о Земле*. 2021. Т. 497, № 2. С. 122–127.

ЛИТОЛОГИЯ ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО ДАННЫМ СКВАЖИН ОНХОЙДОХСКОЙ ПЛОЩАДИ (ЛЕНО-ТУНГУССКАЯ НГП)

К. Ю. Оленова^{1,2*}, Г. В. Агафонова^{1,3}, А. С. Фомин¹

¹Апрелевское отделение ФГБУ «ВНИГНИ», Апрелевка.

²РГУ нефти и газа (НИУ) имени И. М. Губкина, Москва.

³РГГРУ (МГРИ) имени Серго Орджоникидзе, Москва.

* E-mail: olenovaksen@mail.ru

Ключевые слова: Онхойдохская площадь, вендские отложения, песчаники, известняки, доломиты.

СЕКЦИЯ «ЛИТОЛОГИЯ» МОСКОВСКОГО ОБЩЕСТВА ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ (МОСКВА, 2026)

Район исследования приурочен Сюгджерскому району Турухано-Сюгджерского региона, в тектоническом плане – к одноименной Сюгджерской седловине Анабарской антеклизы (Лено-Тунгусская НГП).

Вендские отложения в трех скважинах Онхойдохской площади залегают на породах кристаллического фундамента – F (Рисунок), сложенного гранито-гнейсами мусковит-биотитовыми и биотитовыми плотными с единичными порами.

Гранито-гнейс биотит-мусковитовый выветрелый с гранобластовой структурой, претерпел сильные вторичные преобразования. Из первичных минералов практически не изменились только кварц и биотит, остальные, - кислый плагиоклаз, микроклин и мусковит, - подверглись в той или иной степени частичному замещению вторичными минералами.

Гранито-гнейс биотитовый с полосчатой текстурой с гранобластовой структурой, в редких полосах фиксируется лепидобластовая – за счет направленного расположения пластин и лейст биотита. Также подвергся вторичным преобразованиям. Порода состоит из основных породообразующих минералов: кристаллобластов кварца, кислого плагиоклаза, микроклина, биотита, и вторичных минералов: доломита, кальцита, ангидрита, серицита, хлорита. Рудный минерал ильменит обнаружен в виде мелких и среднего размера кристаллов и кристаллических сростков, ильменит по краевым частям и трещинам подвергся окисному и гидроокисному ожелезнению.

Нижняя часть вендских отложений представлена терригенными породами талахской-харыстанской и ынахской свит, ботубинского горизонта бюкской свиты (Vtl+khrs, V₁inh, Vbot). Залегают на глубинах от 2600 до 2690 м, по мощности изменяется от 37 м (скв. 2522) до 70 м (скв. 2520, 2521). Вскрыта керном в скважинах 2521 и 2522. Это песчаники разнозернистые, мелкозернистые и тонкозернистые, алевритистые, кварцевые и полевошпатово-кварцевые. Цемент различный. В талахской-харыстанской свитах преимущественно глинистый, пленочно-порового типа, выше по разрезу цементация осуществляется вторичными конформными линейными контактами, за счет регенерации кварца (8%) и вдавливания обломков друг в друга с образованием конформных линейных и редко инкорпорационных контактов. В ынахской свите и ботубинском горизонте бюкской свиты появляются также сульфатный ангидритовый и карбонатный доломитовый и кальцитовый цементы. Песчаники пористые, пористо-кавернозные, редко трещиноватые. По петрофизическим данным величины проницаемости изменяются от 0.01 до 3.44 мД, единичные образцы – до 237 мД, величины пористости – от 0.2 до 15.3 %. В скв. 2521 выявлено, что песчаники сменяются породами смешанного состава – глинисто- карбонатно-сульфатными.

Верхняя (и основная) часть вендских отложений представлена карбонатными породами бюкской, успунской, кудулахской и юряхской свит (Vbk, Vusp, Vkd и V₂-C₁jr) общей мощностью порядка 550 м.

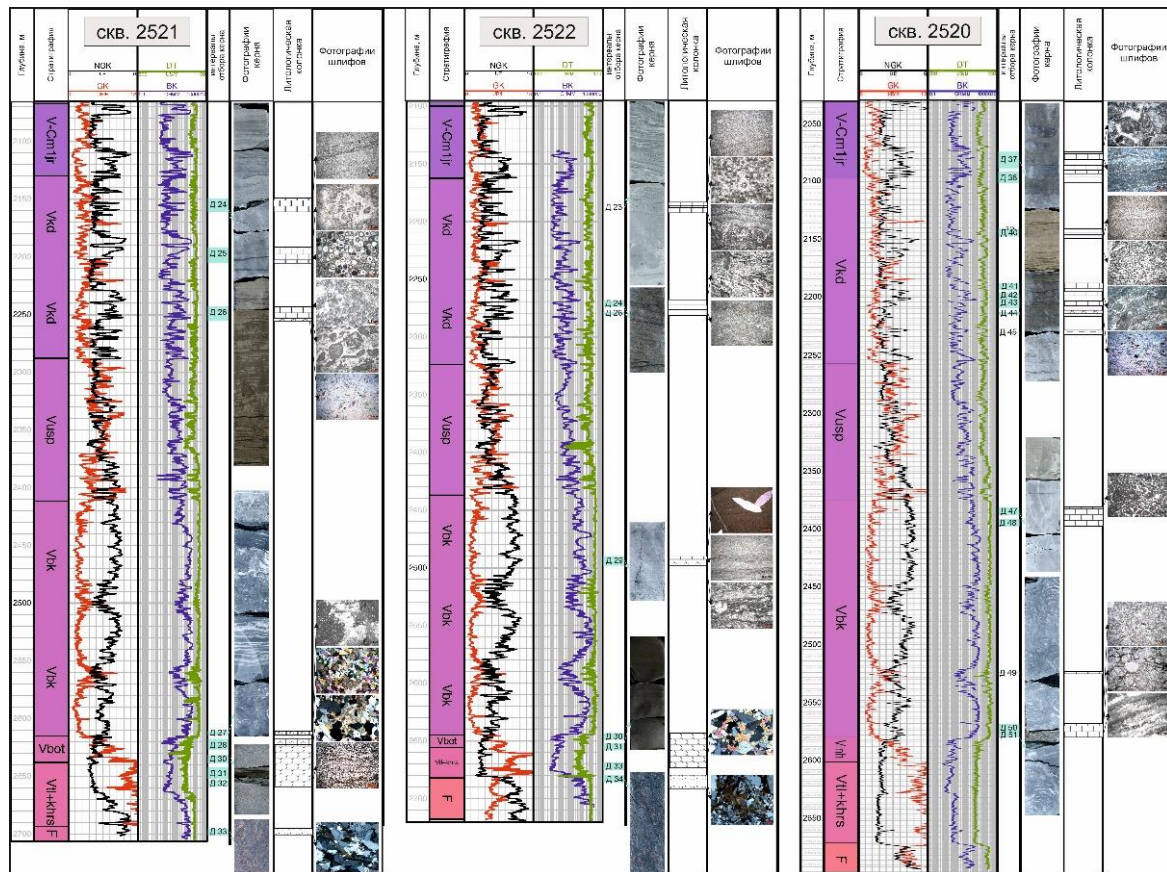


Рисунок. Литолого-стратиграфические разрезы Онхойдохских скважин.

Вышезалегающая успунская свита (*Vuspr*) на исследуемой территории керном не охарактеризована, на каротажных кривых отличается более повышенными значениями ГК (радиоактивность – 6–10 мкР/ч) по сравнению с породами вмещающих свит (Рисунок).

Следующая за ней кудулахская свита (*Vkd*), напротив, представлена керном наиболее полно – вскрыта в разрезах всех трех Онхойдохских скважин, по мощности выдержана, составляет порядка 160 м, сложена доломитами известковистыми и известняками доломитистыми, с редкими прослоями ангидритов спутано-волоконистой микротекстуры и желваками. В структурах большинства охарактеризованных шлифами карбонатных пород прослеживается их цианобактериальная природа. Цианобактериальные организмы разного облика, часто почти неразличимые. Выделяются облаковидные формы с фестончатыми контурами с пелитоморфно-микросталлическим или микросталлическим внутренним строением, формы типа *Renalcis* – неровные темные стяжения пелитоморфной структуры, микрофитолиты сферической формы с пелитоморфным центром и яснокристаллической оболочкой, ячеистого строения, микрофитолиты похожие на *Radiusus*, желваковидные формы, а также комки пелитоморфного карбоната как с четкими, так и расплывчатыми контурами. Все эти компоненты иногда причудливо сочетаются между собой, создавая структуру,

похожую на биогермную. Редко (по данным рентгенофазового анализа) породы представлены практически «чистым» доломитом с содержанием минерала доломита 91–96 %, структуры доломитов пелитоморфно-тонко-микрористаллические, редкими прослоями интракластово-оолитовые. Породы осложнены вторичными процессами карбонатизации, ангидритизации, выщелачивания, трещинообразования и стилолитобразования. В том числе обнаружены кристаллы ангидрита, реже доломита, метасоматической природы. Величины проницаемости изменяются от менее 0.01 до 9.47 мД, единичные образцы – до 326 мД, пористости – от 0.5 до 17.5 %.

Отложения юрхской свиты (V_2 - C_{1jg}) согласно залегают на отложениях кудулахской свиты, мощностью около 60–70 м, керном вскрыты в скважине 2520. Представлены переслаиванием известняков доломитистых и доломитов известковистых. Структуры пород биогермные цианобактериальные, строматолитовые, микрофитолитово-комковатые, в нижней части свиты пелитоморфно- и тонко-микрористаллические с реликтами цианобактериальных образований. В отдельных прослоях наблюдаются вторичные процессы ангидритизации, стилолитизации. Породы кавернозно-пористые, пористые, реже слабопористые и плотные. Величины проницаемости варьируют от менее 0.01 до 12.8 мД, пористости – в пределах 1.1–19.58%.

СПЕКТРАЛЬНЫЙ ГАММА-КАРОТАЖ КЕРНА В ЛИТОЛОГО-СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

К. В. Павленко^{1,2*}, Ю. В. Титов¹, К. Т. Чернышова¹

¹ ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг», Москва

² Образовательный центр (г. Когалым) Пермский национальный исследовательский политехнический университет, Когалым

*E-mail: Kirill.Pavlenko@lukoil.com

Ключевые слова: естественный радиоактивный элемент, уран, калий, торий, спектрометрический гамма-каротаж, литологическая типизация.

В современной литолого-седиментологической практике всё большее значение приобретают методы, позволяющие не только детально охарактеризовать вещественный состав пород, но и выполнить прямую корреляцию керна с геофизическими данными [1]. Используемая установка спектрального гамма-каротажа керна со спектрометрическим радиометром позволяет послойно привязывать керн к данным каротажа и получать характеристику разреза по измеренным соотношениям содержаний естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ) – урана, тория и калия.

В основу работы положены результаты изучения элементного состава верхнеюрских отложений, вскрытых структурами второго порядка – Татъеганским малым валом, Унлорским крупным валом – и структурой первого порядка –

Верхнеляминской зоной прогибов. Всего исследовано 705.3 погонных метра кернового материала.

Методологической основой литотипизации послужил подход В. Д. Немовой [2], согласно которому достоверное выделение литотипов верхнеюрских отложений достигается лишь при комплексном применении оптико-петрографических, рентгеноструктурных и пиролитических методов. В рамках данной работы предпринята попытка идентификации литотипов с использованием исключительно данных спектрального гамма-каротажа.

На основе комплексного анализа выделено 15 литотипов морского генезиса, объединённых в 4 класса пород: карбонатные, кремниевые, глинисто-кремниевые и глинистые. Диагностика литотипов опирается на параметры естественной радиоактивности: общую гамма-активность (API), концентрации калия (K, %), тория (Th, млн⁻¹), урана (U, млн⁻¹) и их соотношения (Th/U, U/K, Th/K), а также на плотность пород.

Изменения спектрометрических характеристик контролируются тремя главными факторами: степенью обогащения пород органическим веществом (ОВ), минеральным составом и окислительно-восстановительными условиями осадконакопления. Наиболее значимым фактором, контролирующим уровень естественной радиоактивности, является содержание урана, которое тесно связано с концентрацией ОВ [3].

Углеродистые разности (углеродисто-глинисто-кремниевые, углеродисто-глинисто-карбонатно-кремниевые, глинисто-кремниевые углеродистые и низкоуглеродистые). Для них фиксируются максимальные значения общей гамма-активности (до 400 API) и аномально высокие концентрации урана (до 35 млн⁻¹). Характерны экстремально низкие величины отношения Th/U (менее 0.5–0.6), что служит надёжным индикатором восстановительных (аноксидных) обстановок, благоприятных для сохранения органического вещества. Плотность таких пород минимальна (2.26–2.37 г/см³) из-за высокой пористости и присутствия органической составляющей.

Кремниевые породы (силициты доломитизированные, глинистые, радиоляритовые, а также радиоляриты) демонстрируют значительный разброс параметров. Радиоляриты и радиоляриевые силициты характеризуются низкой радиоактивностью (до 115 API) и аномально высокими значениями Th/U (до 20.7), что указывает на окислительные условия. Низкое содержание калия (<1 %) свидетельствует о минимальном привносе терригенного материала. Напротив, глинистые и доломитизированные силициты имеют умеренные концентрации урана (до 20.7 млн⁻¹) и низкие значения Th/U (0.13–0.45) из-за примеси глинистого материала и влияния восстановительных обстановок на стадии вторичного минералообразования.

Карбонатные породы (сидеритолиты, пелоидно-интракластовые известняки, известняки по радиоляриту и апорадиолярит, первичные известняки). Наиболее контрастны мелководные пелоидно-интракластовые известняки: самая низкая радиоактивность (14–80 API), концентрации урана менее 2 млн⁻¹, повышенные значения

Th/U >4 – типично для хорошо аэрируемых обстановок с активным гидродинамическим режимом. Известняки по радиоляриям занимают промежуточное положение (Th/U около 3) из-за перераспределения урана при замещении кремнезёма карбонатами. Первичные известняки имеют низкое содержание калия, умеренную радиоактивность и Th/U = 0.2, что указывает на восстановительные условия.

Глинистые породы (кремнистые глины, глины с примесью, алевро-глинистые разности) объединяются ярко выраженными окислительными признаками. Для них характерны низкая общая радиоактивность (20–120 API), крайне низкие концентрации урана (менее 1.5 млн⁻¹) и экстремально высокие значения Th/U, достигающие 75 и более – надёжный индикатор окислительных прибрежно-морских обстановок с высокой скоростью седиментации и недостатком ОВ. Повышенное содержание калия (до 3.75 %) отражает присутствие иллита и калиевых полевых шпатов в виде терригенной примеси.

Установленные закономерности реализованы в виде программного кода на языке VBA, обеспечивающего автоматизированную дифференциацию литотипов и реконструкцию обстановок осадконакопления. Достоверность распознавания составляет 70–80 %.

Предложенный метод служит эффективным дополнением к классическому литолого-седиментологическому анализу. Полученные спектрометрические критерии (в первую очередь отношение Th/U и абсолютные концентрации урана) позволяют уверенно разделять аноксидные и окислительные обстановки, а также диагностировать литотипы верхнеюрских отложений.

Литература:

1. Турышев В.В. Изучение пород-коллекторов Западной-Сибири гамма-спектрометрическим методом: монография. Тюмень: ТИУ, 2019. 380 с.
2. Немова В.Д., Погодаева А.М., Ким О.О., Матюхина Т.А. Литолого-петрофизическая характеристика продуктивных интервалов позднеюрско-раннемеловых отложений Средне-Назымского месторождения // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2020Т.15. №2. http://www.ngtp.ru/rub/2020/12_2020.html.
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.

СТРОЕНИЕ МИОЦЕНОВОЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА ПО ДАННЫМ СЕЙСМОСТРАТИГРАФИИ

И. С. Патина

Геологический институт РАН, Москва

E-mail: irina.patina@gmail.com

Ключевые слова: сейсмостратиграфия, Паратетис, кайнозой.

Восточный Паратетис являлся системой бассейнов седиментации, которые образовались в конце эоцена — начале олигоцена к северу от поднятий Альпийской зоны. На юге он был ограничен альпийскими поднятиями Понтийд, Малого Кавказа и Эльбурса. Вся северная периферия этого бассейна была мелководной шельфовой зоной. Она занимала территории Мизийской, Скифской и Туранской плит, а также южную часть Восточно-Европейской платформы. Впадины Черного моря и Южного Каспия относились к наиболее глубоководным областям Восточного Паратетиса.

В структурном плане весь кайнозойский комплекс образует систему унаследованных структур, разделенных региональными поверхностями несогласий. На кайнозойскую часть разреза приходится половина общей мощности осадочного чехла, отложения распространены практически повсеместно, за исключением областей постседиментационного размыва.

Задачей сейсмостратиграфического анализа в данной работе являлось определение зон с различными условиями осадконакопления: мелководного и глубоководного шельфа, склонов и глубоководных впадин, путем интерпретации данных сейсморазведки. На базе проведенного районирования выявляются признаки колебаний уровня вод в бассейне особенности их проявления в различных зонах.

На мелководном шельфе разрез представлен чередованием ровных, параллельных горизонтов (маркирующих трансгрессивные эпохи) и эрозионных поверхностей несогласий (формирующихся при регрессиях) (Рисунок а). Главный признак здесь – размыв подстилающих слоев, увеличивающийся в сторону бассейна. Поверхности эрозионных несогласий часто осложняются глубокими речными долинами, которые образовались в результате снижения базиса эрозии при регрессиях. Одобная структура разреза распространена в Предкавказье, Среднем Каспии и шельфовых областях Черного моря. Региональные эрозионные несогласия выделяются на границе тархана и чокрака, в нижней и средней частях сармата и в кровле сармата.

В зоне перехода от мелководья к глубине, при незначительных колебаниях уровня, формируются клиноформы (Рисунок б) Сам переход маркируется седиментационным либо эрозионным уступом. Седиментационные уступы формируются проградацией клиноформ, эрозионные – в результате деятельности волн на границе «суша-море», когда уровень воды падал ниже бровки шельфа (Рисунок в). Он отмечает максимально низкий уровень воды при регрессиях. Эрозионный характер уступа наиболее ярко проявлен в кровле сарматского сейсмокомплекса, где он прослеживается вдоль северных бортов Западно-Кубанского и Терско-Каспийского прогибов.

В глубоководной части выраженных поверхностей регионального размыва нет, осадконакопление там шло непрерывно. Здесь отлагались маломощные депрессионные отложения, а также формировались конуса выноса. В миоценовом разрезе Черного моря выделяется относительно маломощный сейсмокомплекс, который в котловине согласно

СЕКЦИЯ «ЛИТОЛОГИЯ» МОСКОВСКОГО ОБЩЕСТВА ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ (МОСКВА, 2026)

залегают на отложениях майкопа и также согласно перекрываются сейсмокомплексом мэотиса–нижнего понта. В сторону склона и шельфа границы становятся несогласными и приобретают резко эрозионный характер. В Южно-Каспийской впадине средне-верхнемиоценовые осадки залегают на глубинах более 10 км. Здесь они продолжают майкопские отложения и рассматриваются в качестве единого сейсмокомплекса.

В Закаспии, в районе Мангышлакского полуострова и на Южном Устюрте средне- и верхнемиоценовые комплексы часто размыты в результате серии эрозионных событий караганского, балаханского и раннеплейстоценового (тюркянского) времени. На Северном и Восточном Устюрте отложения тархана–сармата залегают на клиноформах майкопа в составе мелководного миоценового шельфового комплекса заполнения бассейна.

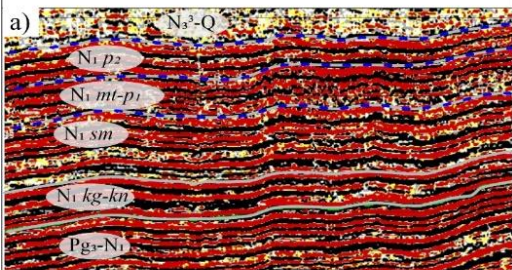
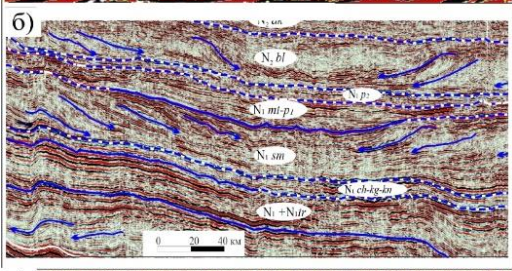
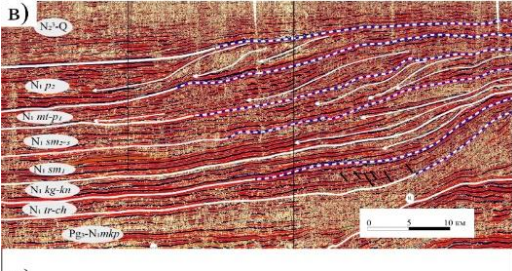
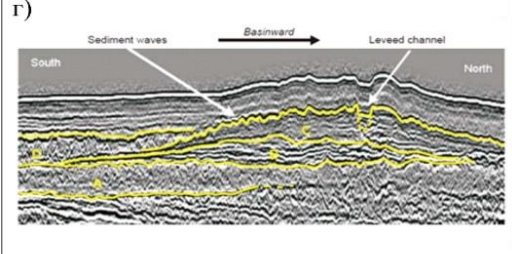
Вид в волновой картине	Характер волнового поля	Условия формирования
	<p>Параллельно-слоистые протяженные отражения разной степени динамической выразительности, чередование согласных и эрозионных границ</p>	<p>Фашии шельфовых условий осадконакопления. Чередование трангрессивных и регрессивных условий в мелководной области шельфа</p>
	<p>Клиноформенные косослоистые отражения</p>	<p>Формы волновой записи фиксируют области перехода от шельфа к более глубоководным частям бассейна, а также указывают основные направления переноса осадочного материала</p>
	<p>Эрозионный борт. Резкое прерывание горизонтов в результате эрозионного размыта</p>	<p>Формируется в результате абразионной деятельности на границе вода-суша при крупных регрессиях</p>
	<p>Отложения гравитационного потока на дне бассейна</p>	<p>Формируется в результате полного цикла изменения базового уровня моря от начала падения (а) до трангрессии (с)</p>

Рисунок. Различные фашиальные зоны в волновой картине.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФ № 26-17-00028.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮРЯХСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕВЕЛЮЧАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Д. П. Пименов, О. В. Постникова, И. А. Китаева*

¹ РГУ нефти и газа (НИУ) имени И. М. Губкина, Москва

*E-mail: kitaeva.i@gubkin.ru

Ключевые слова: юряхская свита, породы-коллекторы, текстурный анализ, Сибирская платформа.

Восточная Сибирь представляет собой стратегически важный регион для расширения минерально-сырьевой базы России. Ключевой ресурсный потенциал сосредоточен в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы (НБА), где открыто множество нефтегазовых месторождений, значительная часть которых связана с карбонатными отложениями венд-кембрийского возраста [1, 2, 3]. В работе представлены результаты литологического изучения карбонатных пород-коллекторов юряхской свиты в пределах Верхневелючанского месторождения.

Изучение пород юряхской свиты включало в себя выделение и описание литотипов, их текстурных и структурных характеристик; сравнение и сопоставление выделенных текстурных и структурных разновидностей; исследование распределения нефтенасыщения в зависимости от текстурно-структурных особенностей пород; анализ петрофизических характеристик литотипов.

По структурно-текстурным особенностям в исследуемых отложениях были выделены следующие литотипы: известняки биогермные ренальцисово-эпифитоновые, доломиты строматолитовые, доломиты комковато-сгустковые, доломиты с реликтовой цианобактериальной структурой, доломиты мелкокристаллические, доломиты тонкокристаллические, доломиты микрокристаллические, доломиты интракластовые и ангидрито-доломиты.

Важно отметить, что выделенные структурные типы могут проявляться в различных текстурах, что особенно демонстрируют доломиты с реликтовой цианобактериальной структурой, для которых характерны как биоморфные пятнистые, так и слоеватые текстуры. Аналогичное разнообразие наблюдается у строматолитовых доломитов, проявляющих столбчатые, ламинарные и волнисто-слоистые текстуры, что объясняется интенсивным воздействием вторичных процессов доломитизации и перекристаллизации, существенно изменивших первичную структуру пород при сохранении их текстурных особенностей.

Петрофизические исследования выявили существенные различия в фильтрационно-емкостных свойствах различных литотипов. Так, в нижней части разреза биоморфные слоеватые доломиты демонстрируют наиболее высокие значения

пористости (в среднем 8.0 %) и проницаемости (4.3 мД) с равномерным нефтенасыщением, тогда как пятнистые разности характеризуются неравномерным насыщением и более низкими показателями ФЕС (3.0 % пористости и 0.1 мД проницаемости). Необходимо отметить, что доломитовые известняки, которые практически лишены углеводородов, имеют пониженные ФЕС (5.0 % пористости и 0.26 мД проницаемости). Аналогичная закономерность наблюдается по всему разрезу, где наилучшими коллекторами выступают слоистые и строматолитовые доломиты (13.5 % пористости и 6.4 мД проницаемости), тогда как известняки характеризуются минимальными значениями ФЕС (1.0 % пористости и 0.01 мД проницаемости) и отсутствием насыщения.

Полученные данные позволяют сделать вывод о двойном контроле нефтенасыщения в юрхской свитр. С одной стороны, оно определяется текстурными особенностями пород - наилучшие показатели демонстрируют толстослоистые разности. С другой стороны, установлена четкая обратная зависимость между содержанием кальцита и параметрами ФЕС, что необходимо учитывать при оценке перспективности различных интервалов разреза.

Литература:

1. Кузнецов В.Г., Илюхин Л.Н., Постникова О.В. и др. Древние карбонатные толщи Восточной Сибири и их нефтегазоносность. М.: Научный мир, 2000. 104 с.
2. Коротков С.Б., Крючков В.Е., Семёнова Е.В., Франчук А.А. (2014). Литолого-стратиграфическое районирование глубокозалегающих рифей-нижнекембрийских отложений Сибирской платформы на лицензионных объектах ОАО «Газпром» // Вести газовой науки, № 3 (19), 2014. С. 89–98.
3. Коробова Н.И., Карнюшина Е.Е., Шевчук Н.С. и др. Геологическое строение, условия формирования, нефтегазоносность отложений венда и кембрия Лено Тунгусского бассейна // Георесурсы, 24(2), 2022. С. 60–74. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2022.2.9>

ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ ЗАПАДНО-КУБАНСКОГО ПРОГИБА В МЭОТИСЕ

Т. Н. Пинчук*, А. Б. Фурсина
Кубанский госуниверситет, Краснодар
*E-mail: pinchukt@mail.ru

Ключевые слова: неоген, мэотис, бассейн, трансгрессия, регрессия, соленость.

Литолого-стратиграфические этапы осадконакопления связаны с периодичностью геологических процессов, происходивших по территории Западно-Кубанского прогиба (ЗКП), в том числе формирование пород и полезных ископаемых. При выявлении этапов осадконакопления обобщались результаты исследования керна

скважин по гранулометрическим, минералогическим и химическим анализам. Учитывались органические остатки, позволяющие охарактеризовать экологию бассейна (глубина, соленость, и т. п.) и области сноса. Построены палеогеографические схемы, по толщинам и литологическим составом пород.

По южному борту ЗКП выходят на поверхность известняки ракушечники, песчаники и пески, в нижней части содержащие комплекс в *Congeria ranticaraea*, а в верхней – комплекс с *Congeria amygdaloides navicular* [1]. Однако полные разрезы здесь вскрыты только скважинами, на обнажениях выходят только отдельные пачки. В центральной и западной частях ЗКП были распространены мелководные песчаные фации, с преобладанием накопления песков субширотного направления (по линии Прибрежной – Анастасиевской – Федоровской площадей). Синхронность накопления песчано-алевролитовых пачек в Славянско-Рязанской и Адагумо-Афипской впадинах, позволяет сопоставить этапы формирования пачек во времени.

Например, разрез профильной скв. 920 Славянской, по геофизической характеристике, сходен с разрезом Кубанской СГ-12000. В разрезе Кубанской СГ-12000, выделены все пять песчаных горизонтов (по номенклатуре Анастасиевско-Троицкого месторождения), в то же время этот разрез наиболее хорошо освещен фауной на уровне пачек, по которой можно сделать вывод о возрастной принадлежности. Синхронное осадконакопление песчано-алевролитовых пачек мэотиса можно сопоставить с формированием в центральной и западной частях прогиба. Например, по фаунистическим данным VIII, VII и VI пачки формировались в трансгрессию раннего мэотиса, где они охарактеризованы стено-мезогалинными фораминиферами, моллюсками и радиоляриями, которые встречены в интервале глубин 2020–1790 м, в кровле нижнего мэотиса встречены многочисленные спириалисы (инт.1820–1840 м). Выше этих глубин по разрезу идет исчезновение стеногалинных видов фораминифер и появление полигалинного комплекса фауны. При этом отмечено в разрезе нижнего мэотиса два интервала с переотложением микрофауны из более древних отложений. Первый уровень на глубине 1924 м, где вместе с мэотической фауной встречены переотложенные фораминиферы из нижнего майкопа. Второй уровень на глубине 1797 м, где в комплексе мэотиса встречены верхнемеловые фораминиферы. Эти два уровня указывают на постепенное нарастание мэотической трансгрессии, при которой, сначала размывались майкопские образования, а затем и более древние верхнемеловые, на поднятиях Кавказских островов.

Формирование V пачки проходило в период постепенного замыкания мэотического бассейна, от полносоленного океана, в котором обитали полигалинные фораминиферы и радиолярии, которые постепенно исчезали при снижении солености до 20‰. И уже в интервале IV пачки отмечено полное отсутствие радиолярий. Так что мы с полной уверенностью можем сказать, что верхние V и IV пачки накапливались в период верхнего мэотиса, при постепенном опреснении бассейна от 22 до 11 ‰. Об изменении

солености говорят данные фитопланктона. В Кубанской сверхглубокой скважине мэотический разрез по фитопланктону изучен Н. Ю. Филипповой (ГИН, Москва) [2]. Изменение комплексов органогенного фитопланктона указывает, что при общей морской обстановке в бассейне осадконакопления было 5 этапов вымирания морских представителей фитопланктона и замещение их комплексами опресненного бассейна. В раннем мэотисе 2-й этап уменьшения солености был вызван кратковременными регрессивными ингрессиями, а вот 3-й этап, вероятно, связан с началом опреснения бассейна, как следствие закрытия проливов, связующих мэотический бассейн Восточного Паратетиса с океаном. В позднем мэотисе выделяется два этапа с опресненными комплексами, в начале позднего мэотиса и в конце. Если связывать регрессивные этапы с формированием песчано-алевролитовых пачек мэотиса, то можно грубо предположить, что во время ингрессий происходил мощный снос терригенного материала в центральную часть ЗКП.

При корреляции разрезов мэотиса по линии Ахтанизовская – Анастасиевско – Троицкая – Кубанская площади видна освещенность разреза фаунистическими находками, и обоснованные границы формирования песчано-алевролитовых пачек в мэотический период. На основании вышеизложенного, можно выделить четыре этапа палеогеографической обстановки мэотического бассейна осадконакопления:

1 этап – после позднесарматской регрессии, в обмеленном мэотическом бассейне нормальной солености, в мелководных участках накапливались карбонатные осадки (известняки, мергели), развивались представители морской фауны, формировались полосы прибрежно-морских песков.

2 этап – трансгрессивный, когда происходило относительно быстрое изменение фаций, с активным размывом подстилающих отложений, часто встречается переотложенная микрофауна, почти по всему бассейну распространилась морская фауна, произошло проникновение вод на ранее открытые участки суши, началось формирование песчаных пластов, расположенных хаотично по территории, покрытой водами бассейна.

3 этап – бассейн имел относительно стабильное состояние. В погруженных участках бассейна откладывались мощные глинистые осадки с диатомитами, в мелководных песчано-глинистые с богатой фауной моллюсков и фораминифер, среди которых получили широкое развитие эндемики, в прибрежных районах отмечается появление остракодовой фауны, и обозначился переход от морского к солоноватоводному типу бассейна.

4 этап – регрессивный, когда началось постепенное уменьшение границ бассейна и движения по отступлению фаций, где одновременно происходила гибель морской и появление солоноватолубивой фауны. Почти повсеместно отмечалось формирование мощных пластов песчаников.

Распределение фаций по территории ЗКП, в мэотисе подчиняется субширотной

зональности. На юге, вокруг Крымских и Кавказских островов распространены мелководно-прибрежные фации с накоплением пластов песчаников и известняков-ракушечников. По бортам прогиба распространены глинистые и карбонатные отложения с тонкими прослоями алевролитов, сокращенной мощности. В центральной части прогиба сформированы песчаные горизонты, распространенные не равномерно. Известные на территории ЗКП месторождения нефти и газа в мэотисе (Анастасиевско-Троицкое, Красноармейское, Славянское и др.) приурочены к начальным и конечным стадиям этапов осадконакопления. Если связывать регрессивные этапы мэотиса с формированием песчано-алевролитовых пачек мэотиса, то можно предположить, что во время кратковременных регрессий происходил мощный снос терригенного материала в центральную часть ЗКП и прибортовые части прогиба, с включением переотложенного материала из подстилающих отложений.

Литература:

1. Буряк В.Н. О стратиграфическом подразделении неогеновых отложений Западного Предкавказья // Тр. КФ ВНИИнефть. Вып. 16. Л. Недра, 1965. С. 351–382
2. Савопуло С.А., Бабарыкина К.А. и др. Обобщение результатов поисковых и разведочных работ в пределах перспективных регионов Краснодарского края (площадь Кубанская. Этап I скв. - спутник №1 СГ-12 000). 1991.

РОЛЬ МЕЗЕНСКО-КАСПИЙСКОЙ РИФТОГЕННОЙ СИСТЕМЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ПЕРЕОТЛОЖЕНИИ ДРЕВНИХ СОЛЕЙ В ПЕРМСКОМ БАССЕЙНЕ СЕДИМЕНТАЦИИ

О. Б. Пономарев^{1*}, И. И. Никулин²

¹ ООО «ПроТех Инжиниринг», Санкт-Петербург

² ООО «Нордголд», Москва

*E-mail: ponomarevgeo@rambler.ru

Ключевые слова: пермь, сильвин, рифт, Мезень, Каспий.

Залежи солей по всему миру, охватывающие всю геологическую летопись, обычно считаются эвапоритами, связанными с климатом, и образующимися в результате осаждения в основном хлоридов и сульфатов из насыщенных растворов, вызванных солнечным испарением морской воды. Это объяснение может быть реалистичным для мощностей менее 100 м и, следовательно, необъяснимо для более мощных (>1 км) отложений. Более того, отложения соли на морском дне в глубоководных морских бассейнах трудно согласовать с моделью поверхностного испарения. В представленной работе излагается модель формирования пластовых сильвин-галитовых залежей из рассолов, законсервированных в результате коллизии Сарматии и Волго-Уралии.

Заложение рифтогенного прогиба на территории Восточно-Европейской

платформы приурочено к эпохам крупных структурных перестроек, проявившихся на рубеже среднего и позднего девона [1]. В раннегерцинское время Мезенский палеосвод, Волго-Камская антеклиза и центральная часть Прикаспийской впадины стали испытывать последовательное погружение. В результате к концу каменноугольного периода в пределах региона сформировалась огромная по протяженности меридионально вытянутая область опускания. Для региона типично резкое сокращение земной коры, средние значения мощности которой в северной части (Мезенская впадина) 35–36 км, в южной (Прикаспийская впадина) 32–35 км, в центральной (Промежуточная зона) 37–38 км. Области палеорифтовой системы соответствует обширный осадочный бассейн, интенсивно прогнувшийся с позднего, а в отдельных районах - со среднего девона [2]. Мезенско-Каспийская рифтогенная система выделяется не только в рельефе поверхности фундамента, но и в характере поведения глубоких границ раздела земной коры на основании результатов исследований ГСЗ по профилям, пересекающим вкрест простирания Мезенскую впадину, а также отработанные по направлениям Кинешма-Воркута, Мурманск-Кызыл, Элиста-Бузулук, Камышин-Актюбинск. На профиле Кинешма-Воркута на участке от северо-восточной центроклинали Московской синеклизы на западе до Тиманской складчатой зоны на востоке [3].

Зоны с высокой степенью концентрации солей (сильвинит-карналлитовая, бишофит-карналлитовая и др. зоны) тяготеют к древним рифейским и девонским авлакогенам, что объясняется возрождением этих структур в кунгурский век [4]. На Русской плите увеличение мощностей кунгурской галогенной формации приурочено к конусам выноса различных фаций на флангах реактивированных в палеозое архейских рифтов [5]. Остаточные девонские залежи галогенов установлены в троговых структурах рифтов. Образована Приволжская моноклираль вдоль западного борта Прикаспийской впадины, а вместе с этим, закономерно некоторое смещение калиеносных зон в направлении северных бортов рифейских авлакогенов (Северо-Каспийский, Пугачевско-Челкарский). В герцинский цикл тектогенеза большинство авлакогенов Прикаспийской синеклизы, но-видимому, неоднократно возрождалось, во всяком случае, как свидетельствует анализ кунгурской галогенной формации, фациальные зоны обнаруживают тесную связь с авлакогенами.

Морсовская лагунная галогенная формация отвечает морсовскому горизонту (D2ef). Выделяется формация на ряжских образованиях. Перекрывается она без видимого перерыва вышележащей мосоловской формацией. Обращает на себя внимание пространственное размещение галогенной формации по обрамлению Воронежского массива с обособлением галитовой субформации в зоне сочленения Московского и Пачелмского авлакогенов и далее по Братскому сегменту на соединение с Бельским грабеном, представляющим юго-восточное ответвление Оршанского сегмента Среднерусского авлакогена. Причем, именно в Бельском относительно изолированном грабене была обнаружен КС1 (г.Ярцево). Далее к западу, юго-западу на другом склоне

Воронежского массива аналогичные и одновозрастные образования обнаруживаются в Припятском авлакогене. Вполне очевидна связь процессов галогенеза в среднедевонское время с эпохами возрождения (Пачелмский, Московский, Бельский) или заложения (Припятский) платформенных рифтов. Формировалась формация в лагуне, где перенасыщенных рассолов в условиях жаркого и сухого климата выпадали различные соли.

После кратковременной регрессии моря в конце девона развилась раннекарбоновая трансгрессия в обстановке погружения большей части Русской плиты. В раннекаменноугольное время площадь морского бассейна и его глубина увеличились по сравнению с девонским морем, вследствие чего в восточной части плиты происходило накопление карбонатных осадков, а в Печорском и Прикаспийском морях наряду с карбонатами осаждались соли. Из анализа пермских отложений плиты складывается вывод о закономерной смене морских фаций в начале пермского периода лагунными, а затем и континентальными к концу перми, что объясняется постепенным подъемом территории в связи с герцинским орогенезом [6].

На начальном этапе разрушения орогенных построек по бортам рифта в море с высоким уровнем зеркала поступали минеральные взвеси из атмосферы (глинистые прослой в нижних горизонтах, галопелиты и тому подобное). В некоторый момент бассейн седиментации становился узким. По периферии образовывался гипс, а в центральной части железистые смектиты и другие бескислородные глины. Так бассейн бассейна порциями пополнялся рассолами через разрушающиеся горные шлюзы. Постепенно климат становился контролируемым процессами отложения солей, бассейн разделился на фрагменты, циркуляция воды через пермское море прекратилась. Низкотемпературная метеоритная вода из горных снежных покровов способствовала отложению хлоридов калия в неглубоких частях бассейна. Прослой вулканогенного материала в этих отложениях также указывают на последовательное разрушение древних магматических систем.

Таким образом, в прогибе от Мезени до центральной части Каспия, сформировавшемся в результате активизации Мезенско-Каспийской рифтогенной системы, накоплены осадки, выносимые с бортов. Последовательности отложений от девона до триаса внутри прогиба указывают на то, что огромное количество солей было переотложено в пермское время из более древних сильно разрозненных залежей, выведенных на дневную поверхность.

Литература:

1. Архангельский А. Д. Избранные труды. Т. II. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 249–287.
2. Чайкин В.Г. Основные этапы тектоно-магматической активизации Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1986. № 3. С. 42–54.
3. Ишутин В. В. Мезенско-Каспийская рифтогенная система и ее структурное положение в восточной части Русской плиты // Геотектоника, 1988. С. 34–46.

4. Чайкин В.Г., Баталин Ю.В., Тихвинский И.Н. Вещественно-геодинамическая систематизация и эволюция галогенных формаций // Отечественная геология. 1998. № 5. С. 17–21.
5. Никулин И.И. К вопросу о происхождении Гремячинского и Верхнекамского месторождений калийных солей // Литогенез и минералогия осадочных комплексов докембрия и фанерозоя Евразии: Материалы X Международного совещания по литологии, Воронеж: Цифровая полиграфия, 2023. С. 296–299. EDN HNEXLY.
6. Пермо-триас Русской платформы в связи с его нефтегазоносностью / Труды МИНХ и ГП, вып. 83. М., изд-во «Недра», 1969. С. 320.

СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕФРАНСКОГО РИФОВОГО КОМПЛЕКСА СЕДЬЮ ЮЖНОГО ТИМАНА

Е. С. Пономаренко
ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
E-mail: esponomarenko@geo.komisc.ru

Ключевые слова: Южный Тиман, верхний девон, рифовые карбонаты.

Верхнефранский рифовый массив Седью широко известен научной общественности, так как является объектом демонстрации многочисленных геологических экскурсий. «Дань изучению» верхнедевонских отложений бассейна р. Седью отдало не одно поколение геологов, что привело к разнообразным фациальным интерпретациям, часто с несколько поверхностным литологическим изучением вскрытых здесь пород. Автором данного сообщения верхнефранские отложения на р. Седью были изучены в 2011 г. на протяжении около 3.5 км по прямой. Это позволило выявить изменения карбонатных пород по латерали, чему и будет посвящена данная работа.

В строении Седьского рифового комплекса выделяются фация рифовой отмели и фация мелководной лагуны, между которыми также выделяется зона переходной фации (Рисунок).

Фация рифовой отмели слагает полосу шириной 0.8–1.0 м и вскрыта на правом берегу в обн. 25Ц, 2, 3, 16, а также в ряде выходов по левому берегу р. Седью (обн. 14–15) (см. Рисунок). Породы представлены в основном вторичными доломитами с теньевыми структурами биогермных строматолитовых известняков. В некоторых случаях они ассоциируют с проблематичными полыми кубковидными органическими остатками. В пространствах между строматолитами отмечаются крустификационные корочки с реликтовым волокнистым погасанием, либо тени лито-биокластового материала. Недоломитизированные породы редки и были встречены лишь в нижней части обн. 25Ц и в высыпках в средней части склона в обн. 12 (см. Рисунок). В них хорошо видно

взаимное обрастание строматолитов и колоний цианобактерий. В целом, они полностью идентичны тем тeneвым структурам, которые наблюдаются в изученных вторичных доломитах фации рифовой отмели.

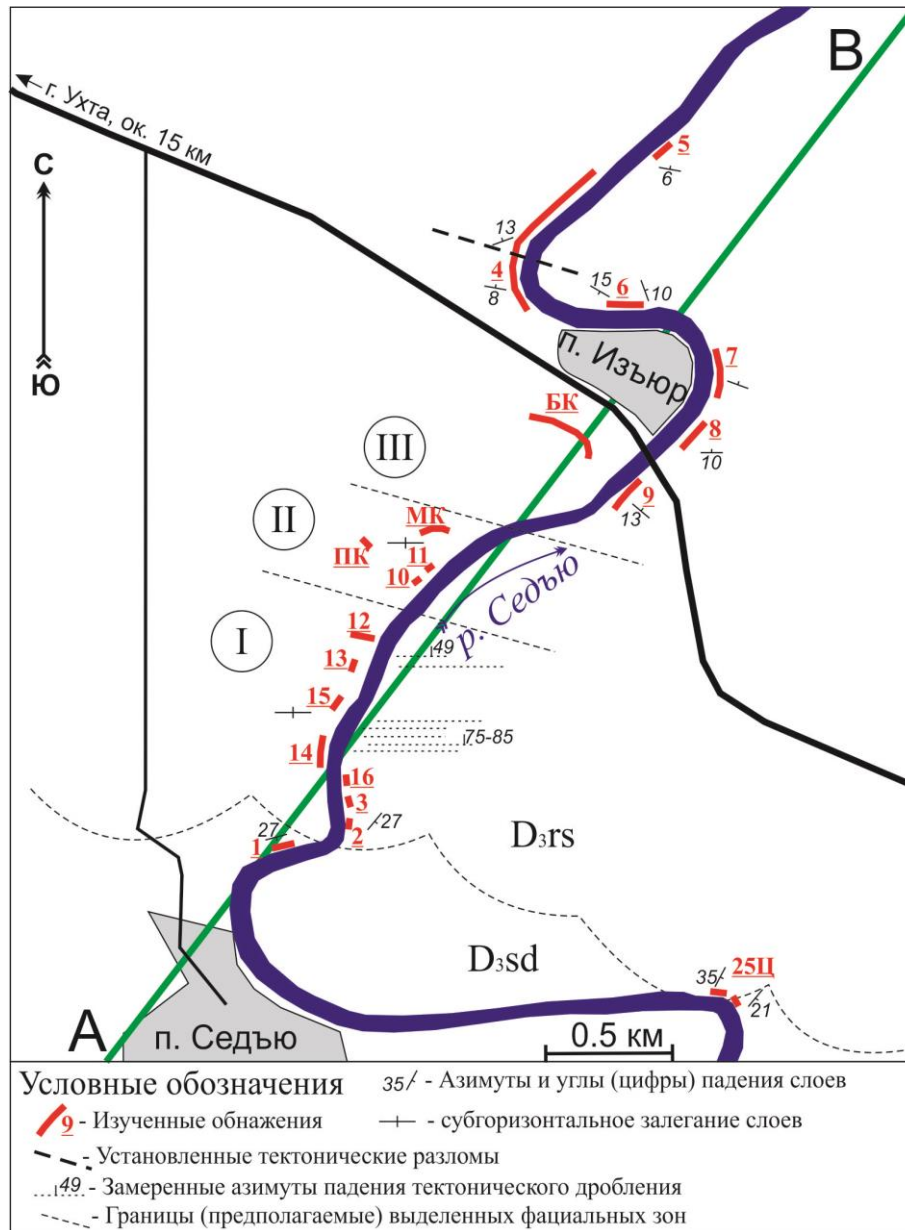


Рисунок. Карта-схема изученных обнажений на р. Седью в районе одноименного поселка. D_{3sd} – седьюская толща; D_{3rs} – седьюский рифовый комплекс, в составе которой выделяются: I – фации рифовой отмели, II – переходные фации, и III – фации мелководной зарифовой лагуны.

Переходная фация является промежуточной между фациями рифовой отмели и мелководной зарифовой лагуны, так как в своем строении имеет элементы, характерные для их обеих. Она слагает полосу шириной до 0.5 км и изучена в обн. 10, 11, Малом

карьере (МК) и Песчаном карьере (ПК). Они представлены ассоциацией биогермных строматолитовых известняков, кальцисферово-сгустковых, онколитовых и обломочных известняков. В целом переходные фации имеют много общего с фацией мелководной зарифовой лагуны, но здесь имеется некоторое количество специфических биогермных образований. Подытоживая все вышесказанное, описанную переходную фацию можно с некоторой долей условности интерпретировать как тыловую зону рифа, на которой уже преобладает седиментация «лагунного типа», но с небольшими строматолитовыми постройками.

Фация мелководной зарифовой лагуны вскрыта севернее переходной фации и имеет ширину не менее 1.7 км (до обн. 5). Эти известняки образуют наиболее выразительные выходы по обоим берегам р. Седью в районе н.п. Изьюр и являются целевым объектом добычи в строительном карьере Седью (БК на Рисунке). В строении разрезов можно выделить три основных типа пород: известняки ооидные и/или литокластовые (и их переходные разности), известняки кальцисферово-сгустковые фенестровые строматолитоподобные (=ламиниты) и кальцисферово-сгустковые фенестровые известняки. Последние отличаются от ламинитов отсутствием тонкой неравномерной слоистости и могут быть сопоставлены со сферово-узорчатыми, сферовыми, сферово-микрозернистыми известняками геологов-предшественников. По ассоциации пород отложения мелководной лагуны могут быть разделены на субфации собственно лагун и островного мелководья. Разрезы, практически полностью сложенные отложениями островного мелководья, фиксируются в обн. 5 и 6 (см. рис. 1), где представлены устойчивой ассоциацией известняков ооидных и литокластовых и известняков кальцисферово-сгустковых фенестровых строматолитоподобных (ламиниты). Кроме того, отдельные пачки, сложенные этой ассоциацией, можно наблюдать в разрезах обн. 4, 9 и БК (см. рис. 1). Субфации собственно лагуны, сложенные кальцисферово-сгустковыми фенестровыми известняками вскрываются в наиболее полных и последовательных разрезах (БК, обн. 9 и 4). Они включают случайные «вставки» как образований островного мелководья, так и некоторые элементы переходных фаций, например, онколиты. Таким образом, они, по всей видимости, характеризуют наиболее «глубоководную» часть мелководных лагун.

Таким образом, верхнефранский рифовый комплекс Седью показывает переход от узкой (шириной около 1.0 км) преимущественно строматолитовой рифовой (*sensu stricto*) зоны к лагунным кальцисферово-сгустковым, ооидным и литокластовым известнякам (шириной не менее 1.7 км) через узкую зону переходных фаций (0.5 км). В целом, ширина рифового комплекса соответствует по масштабам аномалиям типа «риф», в которых ранее выделялась подобная зональность [1], следовательно, изученный объект может служить примером их строения.

Работа проводилась в рамках темы НИР «Осадочные формации: вещество, седиментация, литогенез, геохимия, индикаторы литогенеза, реконструкция осадконакопления» (рег. № НИОКТР 122040600013-9).

Литература:

1. Меннер В.В. (1989) Литологические критерии нефтегазоносности палеозойских толщ северо-востока Русской платформы. М.: Наука. 133 с.

ХАРАКТЕРИСТИКА ТРЕЩИНОВАТОСТИ ВЕНД-КЕМБРИЙСКОГО РАЗРЕЗА ПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ СКВАЖИНЫ СЕВЕРО-КЕТСКАЯ 1 (ПРЕДЪЕНИСЕЙСКАЯ ПРОВИНЦИЯ, КРАСНОЯРСКИЙ КРАЙ)

В. В. Пустыльникова, А. Д. Дюкова*, Ю. А. Евсеева
ВНИГНИ, Филиал Апрелевское отделение «ВНИГНИ», Апрелевка
*E-mail: a.diukova@vnigni.ru

Ключевые слова: параметрическая скважина Северо-Кетская 1, Красноярский край, Предъенисейская провинция, карбонатный разрез, макроскопическое описание керна, удельная трещиноватость.

Бурение глубокой параметрической скважины № 1 Северо-Кетская 1 было направлено на изучение геологического строения Предъенисейской мегамоноклизы, получение комплекса геолого-геофизических характеристик, а также уточнение перспектив нефтегазоносности разреза осадочного чехла (нижняя и средняя юра) и доюрского основания (низы кембрия, венд и рифей). Скважина была пробурена в Енисейском муниципальном районе Красноярского края. Буровые работы и изучение разреза выполнялись в два этапа. На первом этапе скважина была пробурена до глубины 3500 м, были вскрыты и изучены отложения юры и доюрского основания, включая верхнюю часть оксымской свиты нижнего кембрия, результаты работ 2018–2021 гг. АО «Росгео» изложены в [1]. Второй этап бурения в 2022–2024 гг. предусматривал углубление скважины до 5200 м с целью вскрытия и изучения разреза нижнего кембрия, венда и рифея, что было успешно реализовано в рамках государственного задания ФГБУ «ВНИГНИ» № 049-00014-22-02 от 29.12.2023 г., результаты работ изложены [2]. Материалы второго этапа бурения поступали на исследования в научно-аналитический центр (НАЦ) ФГБУ «ВНИГНИ», комплексное литологическое изучение керна, образцов, шлифов и шлама было проведено в лаборатории литологии, часть полученных результатов положена в основу данной работы.

Названия свит в работе приняты по [2, Книга 3]. Поскольку стратиграфическая приуроченность границы венда и рифея в итоговом отчете не однозначна, то авторами данной работы она предполагается на глубине 5135.72 м (по керну, без увязки с ГИС). Согласно данным биостратиграфии (по микрофоссилиям) в интервале глубин 5087.77–

5084.23 м обнаружена обедненная ассоциация с *Vanavarataenia* cf. *Insolita*, которая на Сибирской платформе известна из вендских отложений ванаварской свиты непского горизонта Катангской седловины [3].

Изучение трещиноватости позволяет оценивать влияние тектоники, величину емкостного пространства, сопоставлять данные изучения керна и ГИС для построения геологических моделей, решать прикладные задачи нефтегазоносности. Особенно важно это в интервалах с разрушенным керном, где трещиноватые породы могут обладать высокой проницаемостью. Трещиноватость характеризуется густотой, раскрытостью, протяжённостью, ориентировкой, морфологией и минерализацией.

Изучение макротрещиноватости по керну с расчётом количественных параметров проводилось на основе «Методического пособия» по изучению трещиноватости горных пород и трещинных коллекторов нефти и газа, разработанного сотрудниками ВНИГРИ [4]. Дополнительно использовалась адаптированная методика изучения трещиноватости коллекторов и их коллекторских свойств для нефтегазоносных районов Сибири, предложенная В. Н. Воробьёвым и Н. В. Мельниковым [5].

В работах по изучению трещиноватости горных пород используется параметр удельной трещиноватости (УТ). УТ пород – это отношение суммарной длины трещин к единице длины керна (1 погонный метр (п. м.) керна). Подсчёт УТ выполняется для монолитного керна; в интервалах дробления отдельно учитываются мощности монолитной (в различной степени трещиноватой) части и зон дробления, а также размер боя.

В данной работе при послойном макроописании для оценки УТ анализировались участки керна с различной густотой трещин; определялись их направления, генезис, раскрытость, минерализация, морфология, количество и длины с последующим расчётом суммарной протяжённости. В зонах дробления УТ для крупного боя (до 10 см) принята равной 1 (1 м трещин на 1 п. м. керна). В зонах среднего дробления УТ примерно в 4 раза больше, а в зонах мелкого боя – примерно в 10 раз больше по сравнению с крупным. Методика по определению, подсчёту и интерпретации трещиноватости в изученном разрезе скв. Северо-Кетская 1 подробно приведена в итоговом отчете [2], частично опубликована [6]. Ниже приводится попятная характеристика УТ только открытых трещин.

Керновым материалом охарактеризованы следующие стратиграфические подразделения: нижнеоксымская подсвита нижнего кембрия (в интервале глубин 3507.00–3665.10 м, в объеме 70.13 м) и отложения вендской системы – райгинской (3838.00–3886,90 м; 48.02 м), котоджинской (4140.00–4350.00 м; 117.4 м) и пойгинской (4520.00–5135.72 м; 403.72 м) свит.

Отложения *нижнеоксымской подсвиты* представлены доломитами, в разной степени кремнистыми, редко послойно известковистыми. Интервал характеризуется высоким значением УТ открытых тектонических трещин со средним показателем 1,75.

Максимальное значение 8.97 установлено в интервале 3539.37–3539.66 м, минимальное (0.51) – в интервале 3570.00–3570.69 м. Согласно литологическому описанию, трещины преимущественно тектонические, субвертикальные ($85-90^\circ$), реже наклонные ($15-50^\circ$), образуют 2–4 системы. В зонах пересечения развиты участки дробления (средний и крупный бой). Трещины минерализованы по стенкам доломитом; в зонах карстования отмечаются кварцевый и кремнистый материал в ассоциации с доломитом и гематитом. Вторичный кальцит выполняет трещины после доломита и кремнистого материала. Пустотное пространство связано в основном с тонкими нитевидными полыми трещинами, реже – со статочными пустотами в минерализованных трещинах и кавернах (Рисунок).

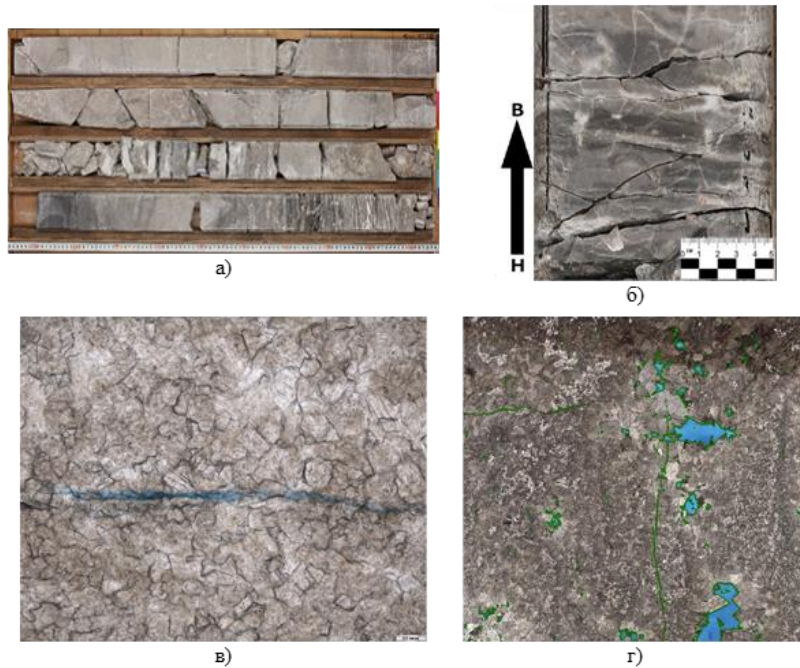


Рисунок. Скважина Северо-Кетская, 1: а) керновый материал в интервале 3533,05–3536,99 м; б) фото образца керна (гл. 3536,30 м), доломит трещиноватый – трещины субгоризонтальные и наклонные ($20-25^\circ$), открытые; в) фото шлифа (гл. 3536,94 м), трещины полые (голубой цвет), увеличение $\times 100$, н //; г) панорамный снимок шлифа, разнонаправленные волосяные трещинки (зеленое) и пустотное пространство пор и каверн (голубое), увеличение $\times 25$, н //

Породы *райгинской свиты* представлены доломитами в различной степени известковистыми, кремнистыми, обогащёнными рассеянным органическим веществом, характеризуются повышенной общей УТ открытых трещин со средним значением 1.47. Величина трещиноватости варьирует от 0.0 (в интервале 3869.93–3870.09 м) до 3.0 (в интервале 3858.78–3859.31 м). На макро- и микроуровне отмечена интенсивная трещиноватость пород. Развиты в основном тектонические трещины субвертикальной ($85-90^\circ$), крутой ($60-70^\circ$), наклонной ($25-40^\circ$) и субгоризонтальной ($0-2^\circ$) ориентировки, по стенкам, реже нацело, залечены кальцитом, толщиной до 1 мм, часто осложнены кавернами.

СЕКЦИЯ «ЛИТОЛОГИЯ» МОСКОВСКОГО ОБЩЕСТВА ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ (МОСКВА, 2026)

Разрез *котоджинской свиты*, представленный доломитами в различной степени ангидритистыми до ангидритовых, с прослоями ангидритов, характеризуется средней величиной УТ открытых трещин – 0.45. Максимальное значение – 3.94 отмечается в интервале 4145.09–4145.26 м, нулевые значения встречаются локально по разрезу. Трещины преимущественно тектонические субвертикальные (80–90°), реже наклонные (15–20°), иногда формируют 2–4 системы. Трещины тонкие – 1–2 мм, реже до 4 мм, залечены ангидритом, реже кальцитом, либо доломитом, иногда открытые. В зонах пересечения развиты участки дробления длиной 10–30 см (средний и крупный бой).

Породы *пойгинской свиты* представлены неравномерным переслаиванием терригенных пород с известняками, доломитами глинистыми, вплоть до мергелей, с прослоями смешанного глинисто-алевро-песчано-карбонатного состава. УТ открытых тектонических трещин варьирует от 0.00 до 3.76 (5061.16–5061.42 м), при среднем значении 0.62. Отмечается тенденция увеличения трещиноватости к верхним интервалам разреза. Трещины в основном субвертикальные (70–90°), реже субгоризонтальные (0–20°), часто линейные, реже слабоизвилистые, ветвящиеся и ступенчатые, местами образуют сеть. Раскрытость обычно 0.5–1 мм, реже до 6 мм; протяжённость – от 2.5 мм до 20–22.5 см. Трещины минерализованы частично, либо по стенкам кальцитом, реже ангидритом, иногда полые. Также широко развиты литогенетические трещины раскрытием до 0,5 мм.

В венд-кембрийском разрезе параметрической скважины Северо-Кетская 1 (по керну интервал 3507.00–5135.72 м) значения общей УТ варьируют от 0.00 до 8.97. Прослеживается тенденция к снижению данного показателя с увеличением глубины для открытых тектонических трещин и для зон дробления. Максимальное значение общей УТ (8.97) зафиксировано в нижнеоксымской свите в интервале 3539.37–3539.66 м. Анализ средневзвешенных значений общей УТ по свитам подтверждает данную закономерность: наибольшие значения характерны для карбонатных нижнеоксымской подсвиты (1.75) и райгинской свиты (1.47), тогда как минимальные значения отмечаются в сульфатно-карбонатной котоджинской (0.45) и карбонатно-терригенной пойгинской свитах (0.62).

Литература:

1. Отчет о результатах работ по объекту «Параметрическое бурение на Северо-Кетской площади Предьенисейской провинции с целью выявления новых крупных зон нефтегазонакопления (1 этап)», ФГБУ «Росгеолфонд»; Красноярский филиал ФБУ «ТФГИ по Сибирскому ФО», О-45-IV.
2. Окончательный геологический отчет о результатах и объемах работ, выполненных по объекту «Параметрическое бурение на Северо-Кетской площади Предьенисейской провинции с целью выявления новых крупных зон нефтегазонакопления. Второй этап. Бурение до глубины 5200 м», ФГБУ «Росгеолфонд», 04-22-08908.

3. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления / Н.В. Мельников (ред.). Новосибирск: Академ. Изд-во «Гео», 2005. С. 428.
4. Смехов Е.М., Булач М.Х., Ромм Е.С. и др. Методическое пособие по изучению трещиноватости горных пород и трещинных коллекторов нефти и газа / Ленинград: Труды ВНИГРИ. №201, 1962. С. 84.
5. Воробьев В. Н., Мельников Н. В. Методы изучения трещинных коллекторов // Методика изучения коллекторов и коллекторские свойства пород нефтегазоносных районов Сибири. Тр. СНИИГГиМС, №33, 1966. С. 5–28.
6. Пустыльникова В.В., Муфтахов В.А., Евсеева Ю.А., Королева К.А., Кучнов Д.С. Оценка удельной трещиноватости по керну скважин, ее значение и применение в нефтегазовой геологии // Экспериментальные методы исследования пластовых систем: проблемы и решения (ИПС-2023). Москва, 2023. С. 27.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РИФЕЙСКОГО РАЗРЕЗА, ВСКРЫТОГО ПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ СКВАЖИНОЙ СЕВЕРО-КЕТСКАЯ 1 (ПРЕДЪЕНИСЕЙСКАЯ ПРОВИНЦИЯ, КРАСНОЯРСКИЙ КРАЙ)

В. В. Пустыльникова*, А. Д. Дюкова

ВНИГНИ, Филиал Апрельское отделение «ВНИГНИ», Апрелька

*E-mail: v.pustylnikova@vnigni.ru

Ключевые слова: карбонатный разрез, макроскопическое описание керна, петрографические исследования, параметрическая скважина Северо-Кетская 1, Красноярский край.

Бурение глубокой параметрической скважины № 1 Северо-Кетская 1 проводилось с целью изучения геологического строения территории, получения комплекса геолого-геофизических параметров и уточнения перспектив нефтегазоносности разреза осадочного чехла (нижняя и средняя юры) и доюрского основания (низы кембрия, венд и рифей). Параметрическая скважина расположена в пределах Предъенисейской мегамоноклизы, вблизи зоны сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты. Бурение и изучение проводилось в два этапа. В результате работ по первому этапу до глубины 3500 м были вскрыты отложения мела (сымская, симоновская, пировская и илекская свиты), юры (максимоярская, тяжинская, тюменская, пешковская, тогурская, урманская свиты) и доюрского основания – тыйская и часть оксымской свиты нижнего кембрия [1].

Второй этап бурения предполагал вскрытие осадочного чехла до глубины 5200 м (отложения кембрия, венда и рифея), что и было получено, итоги изложены в [2]. Материалы бурения (керна, шлам и пр.) поступали для исследования в научно-

аналитический центр (НАЦ) Апрелевского отделения (АО) ФГБУ «ВНИГНИ» в 2022-2024 гг., исследования выполнялись в рамках Государственного задания № 049-00016-24-00 от 29.12.2023 г. Описание и комплексное литологическое изучение керна, образцов, шлифов, шлама было проведено в лаборатории литологии НАЦ АО ФГБУ «ВНИГНИ», часть полученных результатов положена в основу данной работы.

Отложения рифея, охарактеризованные керновым материалом, по мнению авторов данной публикации вскрыты на глубине 5136,89 м (после увязки керна с ГИС – на глубине 5147 м). Стратиграфическая приуроченность этих отложений к чингасанской серии рифея в [2, Книга 1] кажется авторам спорной, так как, учитывая данные биостратиграфии по определению микрофоссилий из того же отчета [2, Книга 3]: «...на глубине 5087.77–5084.23 м обнаружена обедненная ассоциация с *Vanavarataenia cf. insolita*. На Сибирской платформе микрофоссилии *Vanavarataenia insolita* известны из вендских отложений ванаварской свиты непского горизонта Катангской седловины [2, Книга 3, 3]. К тому же по керну граница с отложениями вышележащих пород венда резкая отчетливая: снизу-вверх отмечается смена доломитов серых (рифея) на терригенный красноцветный состав толщи венда. Нижняя граница описываемой рифейской толщи (не подсечена) ограничена окончанием бурения скважины.

Общая мощность вскрытых отложений рифея составила около 63 м керна (петрографически, а также дополнительным комплексом (РФА, РЭМ) было изучено 19 образцов). Обобщение результатов макроописания керна и петрографического изучения пород в шлифах представлены на литологическом разрезе (Рисунок).

Характеристика разреза. Разрез сложен преимущественно доломитами серыми и темно-серыми, послойно с бежеватым оттенком (в верхней части разреза с розоватым и красноватым оттенком). По составу неравномерно известковистыми, кремнисто-известковыми (составляющими в разрезе до 34 %), участками кремнистыми (17 %), глинистыми в нижней части разреза (до 17 %), глинисто-песчанисто-известковистыми (14 %), глинисто-известковистыми (11 %), реже чистыми доломитами (2.5 %). С тонкими прослоями алевролитов светло-серых (1 %) и аргиллитов (аргиллитов алевритовых) темно-серых до черного (1 %). С единичными прослоями песчаников (1 %) серых тонкозернистых (в центральной части разреза) и прослоями мергелей (в верхней части разреза) и известняков доломитистых. Практически по всему разрезу доломиты обогащены рассеянным органическим веществом (РОВ), что придает породам темный (до черного) оттенок. Красноватый, буроватый и розоватый оттенки доломитам придает гематитизация, развитая в верхней части разреза (близость к поверхности выветривания). Структура доломитов преимущественно фитогенная, микробияльная – микрофитолитовая, реликтивно-микрофитолитовая, реликтивно-комковато-сгустковая, в нижней половине разреза – строматолитовая, ламинитовая; участками - пелитоморфно-микро-тонкокristаллическая. Доломиты микрофитолитовые содержат различное количество форменных элементов (ф.э.) и их реликтов. По петрографическим данным в

образцах присутствуют микрофитолиты из групп *Glebosites*, *Nubecularites*, *Vermiculites* и *Vesicularites*. Ф.э. сцементированы спаритовым крустификационно-инкрустационным доломитом, иногда ф.э. находятся в микрозернистом карбонатном материале, в редких случаях цемент кремнистого состава. Послойно породы имеют интракластовую структуру, последние глинистого, глинисто-карбонатного, карбонатного или кремнистого состава. Текстуры пород волнисто-слоистые, неясно-, субгоризонтально-, косо- и наклонно-слоистые, линзовидно-слоистые, редко массивные, иногда нарушены взмучиванием, просачиванием осадка, заворотом слоев, сдвиговыми деформациями, брекчированием. Органогенные текстуры – строматолитовые (ламинитовые) или пятнистые, узорчатые, фенестральные. Фенестры, минерализованные доломитом, кальцитом, реже – в центральной части кремнистым материалом, щелевидные, овальные, размером от 1 до 35 мм. Строматолитовые образования – слоистой формы, средней сохранности, часто реликтовые, толщиной от 1 мм до 25 см. Вторичные текстуры – трещиноватая, брекчиевидная и стилолитовая. Зоны брекчирования толщиной от 0.5 до 14 см, обломки по составу либо аналогичны вмещающей породе, либо слабо отличающиеся, сцементированы доломитом или кальцитом белого цвета, реже глинистым материалом. Трещины усыхания до 1.5 см высотой, заполненные материалом из вышележащего слоя; литогенетические, субгоризонтальные, слабоизвилистые; тектонические – различной ориентировки (субвертикальные, наклонные), слабоизвилистые и линейные, протяженностью от 5 мм до 70 см, реже до 2.3 м, толщиной 0.05–6 мм, минерализованы доломитом, реже кальцитом, иногда в ассоциации с пиритом. Открытые тектонические трещины, выраженные в единицах удельной трещиноватости (УТ), показаны на разрезе в правой колонке (рисунок 1). Стилолитовые швы отмечаются повсеместно, различной ориентировки, переплетающиеся, ветвящиеся, зубчатые, сутуровидные и столбчато-зубчатые, с амплитудой до 1.5 см, толщиной до 1.5 мм, иногда концентрируются в прослой мощностью до 3 мм, выполнены карбонатно-глинистым, либо глинисто-органическим материалом, часто с пиритом. Минеральные включения представлены вторичными доломитом и кальцитом (по фенестрам, трещинам), кремнистым материалом (равномерно рассеянным), пиритом (в виде точечных включений, более крупных стяжений, кристаллов и линз размером до 40 мм, а также по трещинам, стилолитовым швам), окислами железа. Единичные каверны выполнены ангидритом, редкие пустоты минерализованы предположительно флюоритом. По результатам макроскопического изучения породы плотные, наблюдаются единичные каверны неправильно-изометричной, реже удлиненной формы, нацело минерализованные ангидритом белого цвета, размером от 1x3 мм до 12x13 мм. В отдельных литотипах отмечаются редкие поры и открытые трещины в количестве до 1%. По результатам микроскопического изучения породы преимущественно плотные, в единичных образцах пустотное пространство представлено межкристаллическими/межформенными порами, количество которых не превышает

ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ ФОСФАТОНАКОПЛЕНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

А. Д. Савко

Воронежский госуниверситет, Воронеж

E-mail: asavko@geol.vsu.ru

Ключевые слова: фосфориты, апатит, докембрий, фанерозой.

Первые заметные аккумуляции фосфора известны в *палеопротерозое* на территории КМА в метаморфических породах тимской свиты озирийской системы палеопротерозоя. Она представлена высокоуглеродистыми сланцами, переслаивающимися с вулканогенными породами, особенно в нижней части разреза свиты. Среди углеродистых сланцев имеются слои обогащенные фторapatитом. В тектоническом отношении образование пород тимской свиты происходило в задуговом морском бассейне Сарматии, одного из крупных блоков распавшегося суперконтинента Кенорленда. Источником фосфора были вулканы островных дуг, расположенные восточнее этого бассейна.

Мезопротерозойский этап образования строматолитовых фосфоритов связан с рифовыми постройками цианобионтов в пределах карбонатных платформ калимийского возраста. Они возникли в результате планации и распада на отдельные блоки суперконтинента Колумбия. Низкое стояние суши определило слабый привнос терригенного материала и карбонатный (доломитовый) тип разреза. Фосфориты формировались за счет фоссилизации в процессах диагенеза отмершего биоса, микробиальной его переработки и выделением в раствор ионов фосфора. Они замещали кальцит и арагонит в биогермах с образованием метасоматического хемогенного франколита.

В эдиакарско-раннекембрийский этап практически на всех континентах возникли первые бассейны морского фосфатонакопления с крупными месторождениями. Они обычно сложены двумя основными петрографическими типами – афанитовым (микрозернистым) и зернистым, изредка желваковым. Первый тяготеет к эдиакарским, второй – к нижнекембрийским отложениям. В них продуктивная толща представлена несколькими пластами фосфоритов, залегающими среди доломитов, реже известняков. В ней могут быть прослои кремнистых сланцев и кремниевых пород, аргиллитов и алевролитов. По простиранию и в направлении к дистальным частям морских бассейнов фосфатоносные фации сменяются черносланцевыми.

Продуктивные отложения обычно через доломиты карбонатной платформы подстилаются ледниковыми отложениями криогения. Он представлен тиллитами акваморен, содержащими друпстоуны различных размеров. В межледниковых интервалах

времени в авлакогенных бассейнах, изолированных от вод Мирового океана и сероводородным заражением, сформировались железистые кварциты типа «Рэпитан», содержащие друпстоуны. Перекрыты продуктивные отложения терригенно-карбонатными толщами.

В тектоническом отношении фосфатноносные слои тяготеют к впадинам, унаследованным от авлакогенов. В них располагались морские бассейны. Обилие бурно развивающейся в эдиакарии органики, утрата временами связи с Мировым океаном и отсюда недостаток кислорода, приводило к сероводородному заражению морских вод. Это явилось причинами массовой гибели биоса, обогащения осадка органикой и фосфатом в ней, образования черносланцевых пород. В них на стадии диагенеза происходило стягивание фосфатного вещества в пеллеты, оолиты и желвачки. При восстановлении связи с Мировым океаном формировались доломиты, преобладавшие среди карбонатных пород докембрия и нижнего палеозоя, а также другие нормально-морские отложения. Декларируемая связь областей фосфатонакопления с аридными зонами не находит подтверждения в строении продуктивных толщ, в которых отсутствуют эвапориты.

Судя по структурно-текстурным признакам, формирование афанитовых разностей происходило хемогенным путем при выпадении в осадок пентаоксида фосфора, высвобожденного в результате бактериальной переработки органики в иловом растворе. Зернистые фосфориты, состоящие из образованных в процессах диагенеза пеллет, оолитов, фосфатизированных остатков биоса, сформировались в результате перемыва и конденсации в алеврито-песчаном матриксе при трансгрессиях и регрессиях морских бассейнов.

В палеозойский этап фосфатонакопление продолжалось, но в гораздо меньших масштабах, чем в эдиакарии и нижнем кембрии, а также приняло иные формы в связи с изменениями в органическом мире. Массовое развитие брахиопод с фосфатным скелетом обусловило образование ракушников нижнего ордовика с промышленными содержаниями пентаоксида фосфора. Больше всего месторождений такого типа в Прибалтийском фосфатноносном бассейне.

По сравнению с предыдущим этапом в разрезах продуктивной пачки почти полностью исчезают афанитовые (микритовые) разности, тогда как зернистые продолжают формироваться, давая небольшие залежи. Появляются мелкие залежи желваковых фосфоритов, не имеющие практического значения. Еще одним отличием фосфоритов рассматриваемого этапа является отсутствие их видимой связи с черносланцевыми формациями, столь характерной для эдиакарско-раннекембрийских бассейнов с сероводородным заражением.

Основные запасы фосфоритов рассматриваемого этапа приурочены к нижнепермским отложениям формации Фосфория. Она сложена темно-серыми и черными кремнисто-глинистыми сланцами или аргиллитами, мергелями и фосфоритами. В ней резко преобладает зернистый и незначительно развит желваковый типы. Пласты

фосфоритов залегают среди богатых органикой черных аргиллитов, кремнистых и карбонатных пород.

Формирование фосфатоносных отложений происходило в протяженном сокращающемся морском водоёме, разделяющем Гондвану и Евразию перед слиянием их в суперконтинент Пангею. Этот бассейн содержал многочисленные впадины, в которых накапливались карбонатно-кремнисто-глинистые осадки с обилием органического вещества, служившего источником фосфора для образования пеллет и оолитов. Возможно, в этих впадинах существовали зоны сероводородного заражения, способствующие массовому образованию пеллет и оолитов пентаоксида фосфора в богатых органикой осадках. В пределах впадин и образовались многочисленные месторождения.

Позднеюрско-меловой этап характеризуется накоплением в осадочных породах больших объёмов пентаоксида фосфора и сравнительно с этим несопоставимо его меньшими запасами в собственно месторождениях. Основным генетическим типом является желваковый, сосредоточенный в Восточно-Европейской провинции. В её пределах выделяются позднеюрский – раннемеловой Волжский и позднемеловой Днепровско-Донецкий бассейны, содержащие многочисленные месторождения. Их общие запасы сопоставимы с таковыми формации Фосфория, однако качество минерального сырья в последних намного выше, а сами месторождения крупнее.

Отличительной особенностью рассмотренных фосфоритов является конденсация желваков в глауконит-кварцевых песках. Этот минерал является более ранним, чем курскит, желваки которого его содержат. Глауконит образуется при гальмиролизе в верхнем слое морского осадка при очень медленной седиментации на границе окислительной и восстановительной зон при участии органического вещества. Желваки же формируются при раннем диагенезе. Одновременно происходит фосфатизация остатков животного и растительного биоса с заметной долей среди желваков. Их конденсация происходит в краевых частях морских бассейнов при воздействии волн или течений и может быть реализована на понятиях в пределах глубокого шельфа.

Месторождения желваковых фосфоритов известны в Мексике, на побережье Тихого океана, где находится верхнемеловой бассейн фосфоритов Санто-Доминго с запасами 1.5 млрд тонн. В Западной Европе распространены небольшие месторождения с фосфатным мелом и желваковые. В этот же этап по берегам Тетиса (Мезотетиса), особенно южному, образовались значительные аккумуляции зернистых фосфоритов, предшественники самой мощной вспышке кайнозойского фосфатонакопления. В палеогеографическом отношении образование этих месторождений приурочены к окраинам мезозойских океанов, формирующихся при распаде Пангеи.

На кайнозойский этап приходится две трети всех разведанных запасов фосфоритов Мира. На этом самом продуктивном этапе фосфориты представлены зернистыми разновидностями шельфовых зон океанических окраин и увенчанных рифами внутриокеанических поднятий, элювием и типом гуано. Самые многочисленные и

крупные месторождения возникли в бассейнах мел-палеогеновой Аравийско-Северо-Африканской и палеоген-неогеновой Восточно-Американской провинциях. В первой они связаны с зонами апвеллинга южных окраин океана Тетис, во второй с зоной сочленения Северо-Американской платформы и Северной Атлантики. В Восточно-Американской провинции развиты фосфатоносные породы формации КВ, в том числе связанные с ними песчано-глинистые и карбонатные образования и галечники.

Таким образом, в кайнозое отмечается наиболее широкий спектр петрографических разновидностей типов фосфоритов, образованных в различных обстановках - от элювиальных до удаленно-океанических. Самое большое количество месторождений, представленных зернистыми разностями, тяготеет к зонам апвеллинга. Они существуют и в настоящее время, приурочены обычно к западным пассивным окраинам континентов. Формирование месторождений включает стадии поступления в Мировой океан извлеченного биосом из минералов в почвах фосфора, его усвоение и перевод в осадок организмами и водорослями при их отмирании. Фосфор отделяется от органических остатков, насыщает иловые воды, собирается в сгустки и зерна при диагенезе. Конкреции растут и укрупняются, иногда цементируют глинисто-алевритово-песчаное вещество в форме фосфатных плит. Когда резко активизируется гидродинамическая обстановка (при регрессиях и трансгрессиях) под воздействием вдольбереговых течений и волн мелкие частицы выносятся из осадка и происходит конденсация зерен и желваков в рудные слои. Благоприятным фактором является ограниченный снос терригенного материала с суши, особенно в зонах аридного климата.

Выводы. Каждый из выделенных этапов фосфатонакопления в истории Земли имеет индивидуальную характеристику и разный вклад в общие запасы фосфоритов. Это обусловлено эволюционным развитием органического мира, а также благоприятными для фосфатонакопления тектоническими и палеогеографическими факторами в отдельные интервалы истории Земли.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ РАЗРЕЗА ВИЗЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ИЗВЕСТНЯКОВОГО ТИПА НА РЕКЕ УНЬЯ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

А. Н. Сандула*, А. Н. Шадрин
ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
*E-mail: sandula@geo.komisc.ru

Ключевые слова: известняки, визейский ярус, нижний карбон, Северный Урал.

Известняковый тип разреза визейских отложений в бассейне Верхней Печоры развит в наиболее восточных выходах. На р. Унья он доступен для наблюдения в районе «Большого пещерного острова» (обн. 84). По литологическому составу пород и по

мощности толщ стратиграфических подразделений развитый здесь разрез визейских отложений имеет существенные отличия от одновозрастных выходов всего района работ.

Так, кварцевые песчаники или включения терригенного (силикатного) материала в известняках, характерные обычно для радаевско-тульской части разреза, здесь не встречаются. Отмечаются лишь тонкие (3–5 мм) глинистые прослой между пластов известняков. Кремнистые образования в изученных породах в незначительном количестве (прослой, линзы, мелкие желваки) наблюдаются только в отложениях косьвинского и тульского горизонтов. Частичное окремнение органических остатков – на отдельных интервалах в окском диапазоне. Доломитизация пород в обн. 84 на Унье не наблюдается.

Кроме того, в данном разрезе выявлена сокращенная мощность стратонав визейского яруса, особенно на радаевско-тульском уровне по сравнению с аналогичными толщами на сопредельных территориях (Таблица).

Таблица. Мощность стратиграфических подразделений визейского яруса в бассейне Верхней Печоры и на р. Колва.

Горизонт	р. Колва (Дий-Сурья и Сусай-Кумай)	р. Унья (Казанское плесо, ур.Широкое, обн. 33)	р.Унья (обн. 84)	р. Б. Шежим (пр. приток р. Печора)	р. Илыч (плесо Патракарием)
радаевский + бобриковский	80–120*	около 40	< 6.5	60–67**	более 80
тульский		73	6		22 (видимая)
алексинский	230	30–45	20.5	17 (видимая)	более 100
михайловский		50–70	23.1	около 60	66
веневский		50–80	32.5	около 45	48

* — мощности приведены в метрах по [2-7].

** — часть разреза, отвечающая радаевско-тульскому интервалу, здесь попадает на не обнаженный участок [1].

Ниже по реке в районе устья р. М. Шайтановка в разрезе "Кушковатка" видимая мощность тульских отложений составляет 53 м [3].

Явных признаков наличия здесь уровней стратиграфических перерывов обнаружено не было. На всем протяжении залегание пород не меняется, обломочные известняки отсутствуют, снизу вверх по разрезу наблюдается постепенная смена литологических типов пород.

Известняки косьвинского горизонта турнейского яруса (14.3 м, мощностью) сложены тонкозернистым карбонатным материалом – карбонатным илом и биокластовым шламом с примесью створок мелких остракод и гастропод, спикул губок, мелкозернистых (до 0.25 мм) обломков пелитоморфных известняков. Текстура пород тонкослоистая, часто нарушенная биотурбацией.

Отложения радаевского горизонта во вскрытом интервале (1.5 м) в обн. 84 имеют схожее с подстилающей толщей наслоение (пласты толщиной 10–30 см с редкими прослоями и желваками кремней, но с включениями слоёв глинистых пород толщиной 3–5 мм) и сходный состав структурных компонентов известняков.

Доступный для наблюдения разрез тульского горизонта от вмещающих отложений отделен задернованными участками мощностью 5 и 4 м. В строении горизонта чередуются пласты известняков мощностью ~0.15 м и ~0.5 м. Известняки, в отличие от радаевских, сложены мелко- и среднеразмерным материалом (шлам, обломки криноидей, фораминиферы, водоросли, створки тонких остракод).

Известняки нижней части алексинского горизонта (13.5 м) образуют пласты толщиной 0.2–0.6 м. Основная их масса по составу и размерности структурных компонентов идентична подстилающим породам, но с несколько увеличенным содержанием детрита остракод и брахиопод. Так же в составе пород отмечается большое количество крупного органогенно-обломочного материала, образующего прослойки толщиной до 15 см. Верхняя часть горизонта (7 м) сложена известняками, полибиокластовыми, тонко-, горизонтально-слоистыми, часто с окатанным детритом.

Отложения михайловского горизонта (23.4 м) по литологии также подразделяются на две части. В нижней из них наблюдается переслаивание серых крупно-, средне- и мелко биокластовых горизонтально-слоистых известняков с известняковыми биокластовыми песчаниками. Количество крупного органогенного материала в составе пород периодически меняется от 10 % до единичных экземпляров. Верхняя часть горизонта (7.9 м) сложена преимущественно известняковыми биокластовыми песчаниками. Детрит в породах хорошо окатан, сортирован.

В строении разреза веневского горизонта выделяются четыре интервала. Первый из них (8.9 м) сложен серыми и светло-серыми известняками, шламовыми и мелкобиокластово-шламовыми с ругозами, криноидеями и брахиоподами. Второй интервал (7 м) — пластовыми серыми и темно-серыми известняками (известняковыми песчаниками) с раковинами различных брахиопод. Третий (8.2 м) — пластовыми серыми известняковыми песчаниками с включениями створок брахиопод, колоний кораллов *Lithostrotion*, губок *Chaetetes* и гониатитов. В кровле горизонта выступает пачка (5.5 м) переслаивающихся мелкобиокластовых (фораминиферово-водорослевых) и грубобиокластовых (криноидных) известняков с пятнистой и горизонтально-слоистой текстурами.

Таким образом, на юго-востоке Верхнепечорского палеобассейна господствовали специфические условия осадконакопления. В яснополянское (радаевско-тульское) время область формирования разреза «Большого пещерного острова» находилась на удалении от мелководных областей (нижняя часть сублиторали), где, возможно, располагалась локально развитая зона конденсированного осадконакопления. В алексинский век увеличение глубины моря здесь было не таким длительным, как на сопредельных

территориях. Уже с его середины и до конца веневского времени условия осадконакопления были обусловлены, по всей видимости, активной гидродинамикой в мелководной части моря.

Работа выполнена в рамках темы НИР ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (ГР № 122040600013-9).

Литература.

1. Варсанюфьева В.А. К характеристике визейских отложений бассейна Малой Печоры // Геология северо-востока Русской платформы и Приполярного Урала. Сыктывкар, 1965. С. 3–20.
2. Калашников Н.В. Нижнекаменноугольные отложения бассейна реки Уньи // Стратиграфия каменноугольных отложений западного склона Северного и Приполярного Урала. Сыктывкар, 1970. С. 25–40.
3. Палеозойское осадконакопление на внешней зоне шельфа пассивной континентальной окраины северо-востока Европейской платформы / А.И. Антошкина, В.А. Салдин и др. Сыктывкар: «Геопринт», 2011. 200 с.
4. Чочиа Н. Г. Геологическое строение Колво-Вишерского края. Л.: Гостоптехиздат, 1955. 406 с.
5. Шадрин А.Н., Сандула А.Н. Изотопная характеристика тульских отложений р. Унья (Северный Урал) // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Мат-лы XVIII Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар, 2024. С. 218–220.
6. Шадрин А.Н., Иванова Р.М. (2021) Урочище Широкое – опорный разрез верхневизейского подъяруса в бассейне Верхней Печоры (р. Унья, Северный Урал) // Литосфера, 2021. № 2. С. 207–221.
7. Шадрин А.Н., Иванова Р.М. Стратиграфия нижнекаменноугольных отложений в разрезе «Казанское плесо» (р. Унья, Северный Урал) // Нефтегазовая геология. Теория и практика, 2022. Т.17. №3. С. 23.

СРЕДНЕ-ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ЭПОХА И ЕЕ ОТРАЖЕНИЕ В ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ ПЕРИФЕРИИ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

К. М. Седаева

МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва

E-mail: sedaeva-mgu@mail.ru

Ключевые слова: микробиальное карбонатонакопление, палеозой, древние платформы.

В последние десятилетия развития наук о Земле «...стало очевидным единство многих фундаментальных законов, контролирующих генерацию, миграцию и

аккумуляцию промышленных металлического, неметаллического и углеводородного сырья» [Старостин, 2012, с. 79]. Родство углеводородного и рудного образования прослежено в средне-позднепалеозойскую (PZ₂–PZ₃) минерагеническую эпоху (450–230 млн лет назад), обладающей высокой эндогенной и экзогенной металлогенической продуктивностью. В это время изменилась геодинамическая и геолого-тектоническая обстановки рудообразования и нефтегазообразования, происходившие на фоне слияния (сборки) разобщенных континентов Лавразии и Гондваны, с образованием суперконтинента Пангеи во время заключительной фазы каледонского и герцинского орогенеза [Божко, 2009]. Наметились тесные связи металлогенических процессов с эпохами складчатости, характером и масштабами корового, отчасти мантийного магматизма. Особенно ярко проявилась генетическая связь с глобальными и региональными тектономагматическими процессами. Геологический разрез PZ₂–PZ₃ насыщен гранитоидными и вулканогенными, а также нефтегазоносными комплексами силура-девона, нижнего и верхнего карбона, верхнего карбона-нижней перми. Области и зоны тектоно-магматической активизации с рифтовыми системами и вулканическими поясами явились генераторами рудной минерализации и углеводородного скопления. Резко увеличилось число рудных формаций за счет обогащения земной коры халькофильными, благородными и редкоземельными элементами с образованием крупных месторождений, рудных провинций и поясов, определяя собой эндогенную минерагению, в орогенных областях. Нефтегазообразование и скопление углеводородов происходило на пассивной окраине древних континентов, обусловленное интенсивным прогибанием и компенсированным карбонатонакоплением с образованием мощных толщ микрозернистых известняков и определяя, таким образом, экзогенный тип минерагении осадочного чехла периферии древних платформ. Вследствие этого шло формирование структурно-металлогенических зон – осадочных бассейнов, образованных во внутриплатформенных эпиконтинентальных морях [Старостин, 2012, с. 464].

В палеозойских разрезах осадочного чехла периферии древних платформ (*Восточно-Европейской, Северо-Американской, Сибирской, Китайской*) Северного полушария наблюдаются уровни накопления мощных (100-500м и более) толщ микрозернистых известняков. Они заполняют собой большую часть осадочных бассейнов, сформированных на окраинах материков палеоморями Япетуса, Панталассы, Уральского, Палеоазиатского и Рейского (Палеотетиса). Основная их масса сложена тончайшими карбонатными частицами – микритом сгусткового или комковатого строения микробиальной природы и образована микробными сообществами – микробионтами. Их можно рассматривать, как карбонатные микробионтолиты, а петрографически это микритово-микробиальные известняки, в названии которых зафиксированы структура и способ образования карбоната кальция. В пространстве карбонатные микробионтолиты формируют геологические тела клиноформноподобной

или куполовидной формы, нередко рифоподобного облика, а в разрезе – в виде серии пластов известняков однородного сложения, которым присуща крупная или грубая слоистость. Интервал их появления в разрезах осадочного чехла древних кратонов отмечается на границе силура-девона (S/D), девона-карбона (D/C), раннего-позднего карбона (C₁/C₂), карбона-перми (C/P) и ранней-средней перми (P₁/P₂).

В эволюционной истории биосферы эти рубежи PZ₂–PZ₃ многими исследователями рассматриваются как экстремальные периоды – эпохи массового вымирания организмов [Биотические события..., 1989]. Эти рубежи PZ₂–PZ₃ и синхронные им уровни накопления мощных толщ карбонатных микробионтолитов косвенно свидетельствует о наиболее радикальных изменениях и перестройке биосферы, обусловленных проявлением масштабных и относительно кратковременных абиотических событий. Эти события произошли в результате взаимодействия различных тектоно-магматических и экзогенных процессов, протекавших в геосферах Земли на данных этапах ее развития, в связи с проявлением фаз каледонского и герцинского циклов орогенеза на фоне слияния разобщенных континентов Лавразии и Гондваны, и образования суперконтинента Пангеи [Божко, 2009; Старостин, 2012].

Пограничные карбонатные микробионтолиты силура-девона формировались на окраинах древних материков (Гондваны, Лаврентии, Балтии) и Восточно-Европейского и Северо-Китайского кратонов вокруг обширных морских бассейнов (*Япетуса, Уральского и Палео-Азиатского*). По латерали они переходят в сульфатоносные карбонатные отложения с пропластками и пластами карбонатных, тонкообломочных и отчасти соленосных пород. Их формирование происходило на фоне глобальной регрессии (*проявленной в конце силура*) и аридизации климата на заключительной стадии арденской фазы позднекаледонского цикла тектогенеза, вулканизма в пределах орогенных областей (*с возникновением колчедано-полиметаллического оруденения*) и I импульса оледенения в Южном полушарии. Проявление абиотических событий обусловило значительное сокращение площади акваторий морского бассейна и их обмеление, и появление в гидро- и атмосфере вредных веществ. Открыто-шельфовые обстановки позднесилурийского морского бассейна с нормальным газовым и солевым режимом вод сменились в раннем девоне на лагунные и приливно-отливные с нарушенным солевым режимом. Изменения палеоландшафтных обстановок и палеоэкологических условий вызвали сокращения биоразнообразия в таксономическом составе морской биоты эукариот и массовое вымирание организмов во многих провинциях Тетической и Бореальной областей Северного полушария (*исчезли неаммоидные наружнораковинные цефалоподы, многие таксоны и рода брахиопод, остракод и некоторых представителей конодонтоносителей*). Одновременно с этим биотическим событием отмечается расцвет прокариот и смена биогенного карбонатонакопления на биохемогенное с микробиальным способом осаждения карбоната кальция на фоне ускоренного прогибания континентальной коры по

периферии древних континентов. Вследствие этого происходило формирование толщ микрозернистых известняков – карбонатных микробионтолитов, обогащенных сапропелевым ОВ. Это в свою очередь предопределило образование нефтематеринского комплекса данного возраста с последующей конденсацией и скоплением углеводородов, и образованием очагов УВ, определяя экзогенный тип минерагении.

Пограничные карбонатные микробионтолиты девона-карбона установлены во многих карбонатных разрезах осадочного чехла древних кратонов и сопредельных с ними перикратонных прогибах, представляя собой образования окраинных морей со стороны Япетуса, Панталассы, Рейского (Палеотетиса), Уральского и Палео-Азиатского водных бассейнов. По латерали с ними ассоциируются относительно маломощные силициты, доманикоиды или вулканиты, выполняющие депрессионные участки и впадины морских бассейнов. Формирование толщ микробионтолитов происходило на фоне проявления бретонской фазы раннегерцинского цикла тектогенеза – в эпоху проявления главной фазы рифтогенеза и супервулканизма (*вследствие усиления мантийного вулканизма*). В конце девона фиксируется: 1) резкое снижение уровня Мирового океана, в связи с крупным импульсом Гондванского оледенения в Южном полушарии; 2) биотический кризис с массовым вымиранием известковых форм организмов (*вымерли многие рода и таксоны головоногих моллюсков – аммонитов и наутилоидей, брахиопод, фораминифер, конодонтоносителей, девонских рыб в различных палеозоогеографических провинциях Северного полушария*); 3) взрыв таксономического разнообразия радиоларий в субглобальном масштабе и 4) расцвет прокариот. Микробиальное карбонатонакопление происходило в условиях открыто-шельфового мелководья обширных эпиконтинентальных морских бассейнов с многочисленными островами, отмельными и депрессионными участками и областями на фоне интенсивного прогибания и частых трансгрессий (*в начале турнейского века*). В морских бассейнах появились застойные западинные обстановки с нарушенным газовым и солевым режимом, в которых шло накопление гидрокарбонатитов с повышенным содержанием Сорг микробиальной природы, с дальнейшим их преобразованием в черные и горючие сланцы, обогащенных редкоземельными и рудными элементами. По периферии карбонатных платформ и древних материков шло формирование мощных толщ микробионтолитов, в высокой степени обогащенных сапропелевым ОВ. Благодаря высоким скоростям седиментации нефтегазоматеринские породы были погружены на глубины, необходимые для генерации жидких и газообразных УВ. Вследствие этого синхронно с ними шло формирование нефтематеринских комплексов, с которыми связаны крупнейшие месторождения горючих и черных сланцев, нефти и газа во многих регионах Северного полушария [Перридон, 1991] – Северная Африка, США, Канада, Россия, Китай.

Пограничные карбонатные микробионтолиты ранней-средней перми встречаются в карбонатных разрезах окраин Восточно-Европейской (*Польша,*

Прибалтика, Германия, Великобритания, Прикарпатье–Украина, Волго-Вятский регион России), Северо-Американской (формация Фосфория – бассейн Биг Хорн) и Китайской платформ. Их формирование происходило на фоне тектономагматической активизации (в связи с проявлением заальской и пфальцской фаз позднегерцинского цикла тектогенеза), общей регрессии и аридизации климата, что обусловило резкое сокращение площади морских бассейнов, их обмеление и эвапоритизацию. Это привело к: 1) резкому снижению биоразнообразия в составе эукариот и биотическому кризису – массовому вымиранию организмов, 2) господству прокариот и микробиальному карбонатакопленению. Вследствие этого происходило формирование карбонатных микробионтолитов на фоне редких ингрессий морских вод с несколькими уровнями скопления бентосной фауны, с дальнейшим образованием в них природных резервуаров нефтидов.

Заключение. Микробиальное карбонатакопленение в истории среднего и позднего палеозоя происходило на экстремальных рубежах – на фоне проявления кратковременных абиотических событий, вызванных активизацией тектогенных, разномасштабных эндогенных и флюидно-гидротермальных процессов с эпизодическим и локальным участием плюмово-мантийного магматизма (особенно на рубеже D/C), обусловившие радикальные изменения в биосфере. Это привело к образованию мощных толщ микробионтолитов известняков – карбонатных микробионтолитов на периферии древних платформ и кратонов, обогащенных ОВ, что предопределило экзогенную металлогеническую продуктивность древних платформ Северного полушария. На уровне накопления карбонатных микробионтолитов в литосфере зафиксировано появление толщ гранитоидов (особенно на рубеже C₁/C₂), колчеданосных вулканитов с полиметаллическим оруденением, и крупные скопления разных руд и металлов, а в стратиферии – нефти, газа и горючих сланцев. Это в свою очередь привело к формированию эндогенных и экзогенных металлогенических зон, провинций и поясов в складчатых областях и на периферии древних платформ, с металлогенией отдельных видов полезных ископаемых или их генетических типов.

Тектономагматические процессы обусловили: 1) поступление в атмосферу и гидросферу значительного количества пепла, CO₂, H₂S, SO₂, и др. газов, SiO₂, S и сопутствующих малых, редких и редкоземельных элементов; 2) резкие и частые флуктуации уровня моря, 3) палеоклиматические изменения, 4) запустили цепную реакцию экологических изменений, «спровоцировав» несколько импульсов Гондванского оледенения в Южном полушарии на рубеже S/D, D/C, C₁/C₂, P₁/P₂ и 5) привели к снижению уровня кислорода (особенно на рубеже D/C) в атмосфере и гидросфере. Тектогенные и эндогенные процессы, проявившиеся в морских бассейнах и на суши, обусловили биотический кризис и перестройку биосферы с широкомасштабным развитием микробиальных сообществ, утилизирующих вредные вещества из атмосферы, и гидросферы с образованием карбонатных микробионтолитов

и гидракарбопелитов, послуживших основой нефтегазообразования с последующей конденсацией, скоплением и образованием очагов углеводородов и сланцевой нефти. Вследствие этого происходило формирование мощных толщ карбонатных микробионтолитов в виде стратоуровней на различных интервалах среднего и позднего палеозоя, синхронных стратоуровням повышенного и интенсивного рудо-, нефте-, газо- и сланцеобразования, что отражает тесную связь тектоники, магматизма и седиментогенеза с эндогенным и экзогенным мирагенезом промышленных рудных, нерудных и нефтегазовых месторождений, отражая родство углеводородного и рудного образования.

Литература:

1. Биотические события на основных рубежах фанерозоя. Москва: МГУ. 1989. 176 с.
2. Божко Н.А. Суперконтинентальная цикличность в истории Земли // Вестник Московского Университета, 2009. Сер. 4. Геология. №2. С.13–27.
3. Перродон А. Формирование и размещение месторождений нефти и газа – Москва: Наука. 1991. 391с.
4. Старостин В.И. Металлогения. Москва: КДУ. 2012. 560 с.

ПИРИТИЗАЦИЯ ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ БАЖЕНОВСКОЙ ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТОЙ ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

А. Д. Скоморохова^{1,2*}, В. Г. Эдер¹, О. А. Зуева³, А. Г. Калмыков²,
И. В. Панченко⁴, Г. А. Калмыков²

¹ ГИН РАН, Москва

² МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва

³ РГУ нефти и газа (НИУ) имени И. М. Губкина, Москва

⁴ ЗАО «МиМГО им. В.А. Двуреченского», Москва

*E-mail: annaskom@yandex.ru

Ключевые слова: пиритизация, баженовский горизонт, черные сланцы.

Для реконструкции постседиментационных преобразований черных сланцев баженовского горизонта в виду их тонкодисперсной структуры особую актуальность приобретает поиск и использование геохимических критериев. Ранее [1, 2] на примере этой толщи было показано, что отношение органического углерода к сере сульфидной (C/S) может успешно применяться для выявления вторично измененных пород и разрезов.

Исследование посвящено изучению верхнеюрско-нижнемеловых пород баженовского горизонта и вмещающих их отложений на примере двух разрезов, приуроченных к Красноленинскому своду (Восточно-Каменная площадь) и зоне его сочленения с Фроловской мегавпадиной (Центральная площадь). Установлено, что в

большей части пород изученных разрезов отношение C/S составляет <2 . Такие значения не характерны для неизменённых осадков, образованных в морских обстановках с нормальной соленостью, где $C/S=2,8\pm 0,8$ [3]. Выявленные особенности свидетельствуют об изменении вещественного состава пород в катагенезе в результате процессов нефтегенерации, о чем также говорит отсутствие значимой линейной зависимости между C и S [3].

Изучение подстилающих черные сланцы пород показало, что на границе баженовского горизонта с нижележащим георгиевским горизонтом в обоих разрезах отмечается несколько прослоев с содержанием пирита до 40–80 %. Предполагается, что пиритизация пород у границ данных толщ обусловлена наличием геохимических редокс-барьеров и происходила в два этапа, в диагенезе при процессах бактериального преобразования органического вещества (ОВ) и в катагенезе при нефтегенерации [2].

Также в ходе исследования установлено, что в перекрывающих черные сланцы отложениях верхнетутлеймской подсвиты на протяжении 5 м в разрезе Центральной площади и 9 м – Восточно-Каменной площади, распространены породы с содержанием пирита 8–25 %, в то время как в породах самого баженовского горизонта содержание этого минерала составляет в среднем 3–10 %, не более 15 %. Для вмещающих пород характерны содержания S_{org} в пределах 5–8 %. Данные породы отличаются низкими значениями отношения C/S (<1) и тонкой горизонтальной микротекстурой с послойной пиритизацией (Рисунок). По данным Дж. С. Левенталья [4], породы, в которых величина C/S составляет около 1, претерпели вторичную пиритизацию на стадии катагенеза.

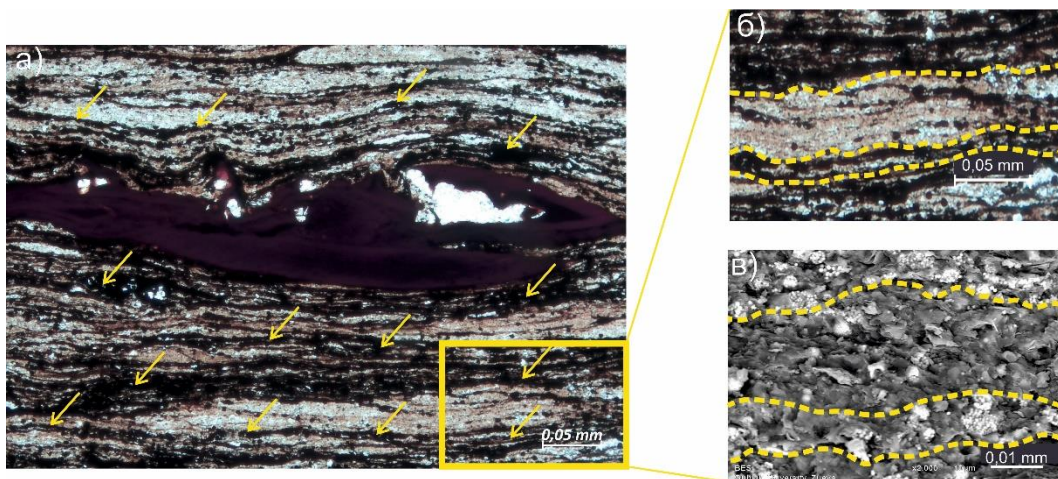


Рисунок. Микрослойки пирита в породах зоны перехода баженовского горизонта в перекрывающие отложения (а, б – вид образца в шлифе, в – вид в СЭМ). Глубина отбора 2657 м.

Следует отметить, что в разрезе Салымской площади, в котором ранее [5] были описаны повышенные значения содержания пирита в породах зоны перехода баженовской свиты в вышележащие отложения, мощность зоны пиритизации была

обозначена равной 5 м. Однако в данном случае оценка этой мощности ограничивалась наличием керна. Настоящее исследование показывает, что в породах, перекрывающих баженовский горизонт, зона пиритизации может быть более мощной и достигать 9 м.

В результате изучения пород баженовского горизонта и вмещающих их отложений выявлено, что:

1) большая часть исследуемых образцов пород характеризуются $C/S < 2$, что свидетельствует о преобразовании их вещественного состава в катагенезе;

2) в обоих изученных разрезах в породах верхнетутлеймской подсвиты, залегающих над черносланцевой толщей, наблюдается вторичная пиритизация, содержание пирита составляет 8–25 %, отношение C/S составляет < 1 ;

3) в подстилающих отложениях вблизи границы с черными сланцами наблюдается интенсивная вторичная пиритизация, которая, как предполагается, происходила в два этапа на стадиях диа- и катагенеза в результате осаждения пирита на геохимических редокс-барьерах.

Литература:

1. Eder V. G. Distribution of the C/S Ratio in the Bazhenov Formation in Western Siberia and the Possibility of Its Use to Clarify the Genesis of Black Shales / V. G. Eder // *Lithology and Mineral Resources*. 2026. Vol. 61, No. 2. P. 177–194.

2. Эдер В. Г., Замирайлова А.Г. О возможностях использования C/S для повышения корректности результатов реконструкций условий образования черносланцевых отложений по геохимическим данным (на примере баженовской свиты, западная Сибирь) // *Экзолит - 2023*. Новаторская литология Фролова: общее и частное: Годичное собрание (научные чтения), посвященные 100-летию со дня рождения Владимира Тихоновича Фролова. Сборник научных материалов, Москва, 22–23 мая 2023 года / Под общей редакцией Ю. В. Ростовцевой. – Москва: ООО "МАКС Пресс", 2023. – С. 213–216.

3. Berner R., Raiswell R. Burial of organic carbon and pyrite sulfur in sediments over Phanerozoic time: a new theory // *Geochem. Cosmochim. Acta*. 1983. V. 47. P. 855–862.

4. Leventhal J.S. Carbon–sulfur plots to show diagenetic sulfidation in sediments // *Geochem. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. № 6. P. 1207–1211.

5. Эдер В.Г., Балущкина Н.С., Замирайлова А.Г., Фомин А.Н. Литолого-геохимические свидетельства катагенетических преобразований черных сланцев на примере баженовской свиты Западной Сибири // *Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология*. 2021. № 1. С. 58–70.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОЛЕЙ ЗАПАДНОГО И СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

М. В. Соломон

Саратовский государственный университет, Саратов

E-mail: solomonmv@list.ru

Ключевые слова: соли, бром, хлор, Прикаспийская впадина.

Объектом исследований являлись сильвиниты и сильвин-галитовые породы погужской ритмопачки иренского горизонта кунгурского яруса нижнепермской системы, вскрытые скважинами на западном и северо-западном обрамлении Прикаспийской впадины.

В соляных породах определялись содержания ряда элементов-примесей методами химического анализа и полуколичественного спектрального анализа (спектрометр EDX-720 Shimadzu, институт химии СГУ). Средние содержания элементов, определенные химическим анализом приведены в таблице.

Бром является галофильным элементом и находится в виде изоморфной примеси во всех хлоридных минералах, замещая в их кристаллической решетке хлор. Основной закономерностью в распределении брома является возрастание содержания брома в ряду галит – сильвин – карналлит – бишофит, т. е., по мере возрастания степени растворимости минералов.

Содержание брома в соляных породах определяется, в первую очередь, минеральным составом. Вместе с тем, на эту основную закономерность накладываются вариации, связанные с конкретными условиями образования и преобразования соляных пород и минералов.

Таблица. Средние содержания элементов-примесей по данным химического анализа.

Тип солей	Объект	Среднее содержание, мг/кг					
		Br	B	Li	Rb	Cs	Sr
Сильвиниты	1	330	43,3	1,4	17,3	0,01	126
	2	320	36,6	1,4	18,6	0,01	126
Карналлиты	1	1780	78,2	1,4	64,7	0,11	150
	2	1590	69,9	0,9	69,8	0,12	188
Сульфатно-хлоридные соли	1	970	270,4	4,0	29,8	0,07	379
	2	1000	258,1	2,6	32,1	0,06	383
Полигалиты	1	90	18,7	2,8	0,4	0,008	1833
	2	94	15,9	3,5	0,5	0,005	1571

Одним из важных показателей физико-химических условий накопления соляных отложений является бром-хлорный коэффициент – отношение содержаний брома и хлора, выраженное в удобных единицах ($\text{Br}^*1000/\text{Cl}$).

Среднее содержание брома в сильвинитах и сильвин-галитовых породах этой группы составляет 0.033 %. Содержания в пробах находятся в диапазоне 0.010–0.062 %. Четкой корреляции между содержаниями брома и калия не отмечается. Значительная часть проб сильвинитов Перелюбской площади находится ниже нормальной области, что является признаком переотложения, что подтверждено детальными минералогическими исследованиями [1].

Содержания бора в сильвинитах и сильвин-галитовых породах в групповых пробах составляют 0–466 мг/кг (в среднем – 43.3 мг/кг, что близко к кларковым содержаниям). Отмечается значимая положительная корреляция между содержаниями бора и нерастворимого остатка (Н.О.). По данным спектрального анализа рядовых проб среднее содержание бора составляет 50 мг/кг, максимальное – 1800 мг/кг. В 93% проб содержание бора не превышает 100 мг/кг. При этом также отмечается значимая положительная корреляция (k) содержаний бора с содержаниями Н.О. ($k=+0,37$).

Содержания лития в сильвинитах и сильвин-галитовых породах в групповых пробах составляют 0–5.3 мг/кг (в среднем – 1,4 мг/кг, что значительно ниже кларковых содержаний). Отмечается высокая положительная корреляция содержаний лития с содержанием ангидрита ($k=+0,84$) и Н.О. ($k=+0,70$).

Содержания рубидия в сильвинитах и сильвин-галитовых породах составляют 5–39 мг/кг (в среднем – 17.3 мг/кг, что близко кларковому содержанию в карбонатных породах). Отмечается значимая положительная корреляция содержаний рубидия и сильвина ($k=+0,50$).

Содержания цезия в сильвинитах и сильвин-галитовых породах составляют 0–0.17 мг/кг (в среднем – 0.013 мг/кг, что значительно ниже кларковых содержаний). Значимых корреляций содержаний цезия с содержаниями основных компонентов пород не отмечается.

Содержания стронция в сильвинитах и сильвин-галитовых породах в групповых пробах составляют 13–485 мг/кг (в среднем – 126 мг/кг, что ниже кларковых содержаний). Отмечается высокая положительная корреляция между содержаниями стронция и ангидрита ($k=+0,80$). По данным спектрального анализа рядовых проб среднее содержание стронция составляет 279 мг/кг, максимальное – 2800 мг/кг. В 90% проб содержание стронция не превышает 700 мг/кг. Отмечается значимая положительная корреляция содержаний стронция с содержаниями ангидрита ($k=+0,46$) и кизерита ($k=+0,47$).

По результатам анализа геохимических данных сделаны следующие выводы относительно калийно-магниевого ритма погожской ритмопачки.

1. Сильвиниты, залегающие выше карналлитового горизонта, являются результатом реализации стадии опреснения рапы.

2. В большинстве пересечений принципиальная схема образования сильвинитового пласта практически одинакова.

3. Основная разновидность сильвина отражает заключительную фазу стадии опреснения, когда в сильвинитах появляются прослойки каменной соли, а сам сильвинит почти не содержит пелита и рассеянного ангидрита, при этом часть сильвина кристаллизовалась непосредственно из рапы, не являясь результатом замещения карналлита.

4. При интерпретации условий формирования калиеносных пород следует учитывать различные типы ритмов, характерных для галогенных пород. Один тип ритмов связан с закономерностями самого галогенного процесса и представлен чередованием ангидрита, каменной соли и сильвинита (низкие значения k основных элементов и Н.О.). Второй тип определяется периодическим поступлением в солеродный бассейн терригенных компонентов (в т. ч., сульфата кальция) [1, 2] (высокие значения k бора, лития, стронция и Н.О.).

5. В образованиях сильвинитовой, карналлитовой и бишофитовой стадии галогенеза ритмы представлены галитом высаливания и ангидритом высаливания. Поэтому ко времени садки сильвина или карналлита, при высокой степени метаморфизации рапы, ангидрит часто представлен рассеянной примесью (высокие значения k бора, лития, стронция и Н.О.).

Литература:

1. Соломон М.В., Гончаренко О.П. Генетическая интерпретация текстурно-структурного облика нижнепермских сильвинитовых пород Прикаспийской впадины // Литология и полезные ископаемые. 2022. № 1. С. 68–84.

2. Соломон М.В. Литолого-геохимическая характеристика нижнепермских калийных солей северо-западного обрамления Прикаспийской впадины // Вестник Пермского университета. Геология. 2026. Том 25. № 1. С. 72–79.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНАХ: ТЕОРИЯ И ПРАКТИКА

И. Е. Стукалова

Геологический институт РАН, Москва

E-mail: iestukalova@mail.ru

Ключевые слова: концентрированное и рассеянное органическое вещество, горючие полезные ископаемые.

«Органическое вещество, являясь широко распространенным компонентом осадочных образований, обнаруживается в них как в концентрированном (угольные пласты), так и в рассеянном состоянии, образуя ценнейшие полезные ископаемые – уголь, горючие сланцы, асфальты, нефть и горючие газы», писали П. П. Тимофеев и Л. И. Боголюбова в 1980 г. в статье «Развитие идей в области познания вещественно-петрографического состава и генезиса органического вещества» [1].

Теория. Классификации органического вещества в осадочных бассейнах. Горючие полезные ископаемые (ГПИ). Твердое органическое вещество, концентрированное и рассеянное в осадочных породах.

Практика. Работа с коллекцией углей и горючих сланцев. Генетические типы углей. Гумиты, липтобиолиты, сапропелиты. Макроскопическое описание, отличие в вещественном составе и химических свойствах.

Наиболее часто используемые классификации органического вещества в осадочных бассейнах — это классификация углей Ю. А. Жемчужникова [2]. и классификация рассеянного органического вещества в породах (РОВ) В. А. Успенского и О. А. Радченко [3].

Ю. А. Жемчужниковым, учитывая работы Г. Потонье и М. Д. Залесского, разработана генетическая классификация углей, с разделением гумусового и сапропелевого угленакопления, которая не потеряла актуальности. Особенно, если учитывать тот факт, что две ветви органического вещества, гумусовое и сапропелевое, являясь исходным материалом угля и нефти, встречаются параллельно в осадочных комплексах различного генезиса.

В книге «Основы петрологии углей» изложены основы генетической классификации углей и органического вещества горючих сланцев [2]. Кроме исходного материала гумитов, липтобиолитов, гумито-сапропелитов и сапропелитов, основными признаками подразделения углей на классы выдвигаются фациальные условия их преобразования.

Классификация каустобиолитов В. А. Успенского и О. А. Радченко составлена на основе изучения рассеянного органического вещества в породах (РОВ). В ее основу положены представления о геологических условиях образования каустобиолитов, учитывается исходный материал и условия его накопления [3].

Классификационная схема состоит из двух ветвей - угольной и нефтяной. В классификации указываются фациальная обстановка области накопления (болота, озера, морские водоемы) и исходный материал, накапливающийся в этой обстановке (высшие растения – гумусовая органика, низшие организмы – сапропелевое вещество). Классификация также применима для твердых природных битумов.

Базовые методы изучения органического вещества в осадочных бассейнах включают в себя макроскопическое изучение, определение химического состава,

оптические и геохимические исследования, которые подробно описаны в литературных источниках:

1) макроскопическое изучение углей, горючих сланцев и осадочных пород, обогащенных РОВ. Выяснение физических и технологических свойств ГПИ [4, 5];

2) определение химического состава горючих полезных ископаемых. Технический и элементный анализы. Определение технологических групп и марок углей [6, 7, 8];

3) оптические и геохимические методы [9, 10, 11, 12]. Петрографическое изучение ГПИ. Микрокомпонентный состав углей и органического вещества пород (РОВ).

Петрографические исследования проводят в тонких двусторонне-полированных шлифах и аншлифах под поляризационным микроскопом при увеличениях 90–600 раз в проходящем и отраженном свете в воздухе и в масляной иммерсии, а также в специально приготовленных препаратах, под люминесцирующим микроскопом.

В проходящем свете изучают структуру и состав микрокомпонентов. Изучение структуры вещества углей в проходящем свете: идентификация микрокомпонентов, подсчет количества мацералов, выяснение структуры гелефицированного вещества, определение качества, связь с фациальными условиями осадконакопления.

В отраженном свете в масляной иммерсии определяют величины отражения микрокомпонентов. Методика исследования изложена в ГОСТах и Международных стандартах: ГОСТ 12113-94. Угли бурые, каменные, антрациты, твердые рассеянные органические вещества. Метод определения показателей отражения и классификации микрокомпонентов (мацералов), соответствует Международным стандартам ISO 7404-5; ISO 7404-3:2013. Углететрографические методы исследования органического вещества углей и органического вещества, рассеянного в осадочных породах необходимы при определении главной зоны нефте- и газообразования (ГЗН, ГЗГ) в осадочных комплексах при сопоставлении различных схем катагенеза.

При изучении рассеянного органического вещества особое внимание обращается на генезис: в тонких шлифах определяются микрокомпоненты органического вещества (ОВ): гумусовое, сапропелевое, ОВ нефтей и битумов, и смешанное.

1. Гумусовое ОВ является потенциально газоматеринским, состоит из микрокомпонентов трех групп витринита, инертинита и липтинита.

2. Сапропелевое ОВ является потенциально нефтематеринским, включает остатки водорослей, коллоидную основную массу, которая может быть сорбирована минеральной составляющей осадка. По химическому составу сапропелевому типу вещества близки споры и пыльца.

3. ОВ нефтей и битумов диагностируется по цвету и однородной структуре, а также форме залегания в виде микропор и в трещинах.

4. Смешанное ОВ, в котором присутствуют микрокомпоненты различного происхождения, в том числе и переходные от сапропелевых к составляющим ОВ нефтяного ряда.

В отраженном свете определяется стадия катагенеза ОВ на основании измерения величины отражения витринита и альгинита; применяется также монохроматическая и спектральная флюоресцентная микроскопия.

На перспективных участках осадочных бассейнов проводятся детальные исследования ОВ геохимическими методами с получением количественных характеристик. При геохимических исследованиях ОВ прежде всего разделяется на битумоидную составляющую (жидкая фаза), получаемую при экстракции породы в хлороформе и спирто-бензоле, и остаточное вещество (твердая фаза), после обработки которого соляной и плавиковой кислотой (растворяются карбонаты и силикаты), получают кероген. Важными параметрами битумоидов и керогена являются данные элементного состава (С, Н, О, N, S) в процентах, пересчитанных на ОВ. С помощью атомных отношений Н/С и О/С по диаграмме Ван-Кревелена, определяются типы ОВ (гумусовый, сапропелевый, смешанный). Битумоидная составляющая и кероген далее исследуется физико-химическими методами: газожидкостная хроматография, ядерный парамагнитный резонанс, масс-спектрометрия.

Литература:

1. Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Развитие идей в области познания вещественно-петрографического состава и генезиса органического вещества //Литология в исследованиях Геологического института АН СССР, Москва: Наука. 1980. С. 96–109.
2. Жемчужников Ю.А., Гинзбург А.И. Основы петрологии углей. М., Изд-во АН СССР, 1960, 399 с.
3. Успенский В.А., Радченко О.А., Глебовская Е.А. и др. Основы генетической классификации битумов Л.: Недра. 1964. 266 с.
4. Бакалдина А.П. Практикум по курсу «Горючие полезные ископаемые». М.: из-во. МГРИ, 1981. 116 с.
5. Стукалова И.Е., Сыкорова И., Мах К. Петрографические типы бурых углей. Геология и разведка. Известия ВУЗов. М.: РГГРУ. 2012. №1. С. 27–33.
6. Геология месторождения угля и горючих сланцев СССР. Том 12. Общие данные по угольным бассейнам и месторождениям СССР. - М.: Недра, 1978. 259 с.
7. Августевич И.В., Броневец Т.М., Головин Г.С., Сидорук Е.И., Шуляковская Л.В. Стандартные методы испытания углей. Классификации углей. М.: НТК "Трек", 2008. 368 с.
8. Еремин И.В., Броневец Т.М. Марочный состав углей и их рациональное использование – М.: Недра. 1994. 254 с.
9. Петрографические типы углей СССР. М.: Недра, 1975. 248 с.
10. Штах Э., Маковски М.Т., Тейхмюллер М., Тейлор Г., Чандра Д., Тейхмюллер Р. Петрология углей. М.: Мир. 1978. 554 с.
11. Стукалова И.Е. Измерения величин отражения витринитов на оптико-электронном

комплексе МСФУ-ЭВМ // Геология угольных месторождений, из-во УГГГА, Екатеринбург, 1997. №7. С. 203–213.

12. Петрологический атлас ископаемого органического вещества России. СПб. Из-во ВСЕГЕИ. 2006. 604 с.

ЛИТОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ИНДИКАТОРНАЯ РОЛЬ ВТОРИЧНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ВТОРИЧНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ВУЛКАНИТОВ ДОЮРСКОГО КОМПЛЕКСА ЕЛИЗАРОВСКОГО ПРОГИБА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

С. В. Томасенко^{1*}, Ю. В. Ростовцева², И. А. Афанасьев¹

¹ ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг», г. Москва

² Геофизический центр РАН, Москва

*E-mail: Sergey.Tomasenko@lukoil.com

Ключевые слова: доюрский комплекс, вулканиты, вторичные изменения, вещественный состав.

Введение. Доюрский комплекс Западно-Сибирской плиты длительное время рассматривался преимущественно как объект, не представляющий значительного интереса с точки зрения нефтегазоносности. Однако в последние десятилетия взгляды существенно изменились. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи, широко развитые в пределах Елизаровского прогиба и сопредельных структур, всё чаще привлекают внимание в качестве перспективных объектов для наращивания ресурсного потенциала. Фильтрационно-емкостные свойства таких пород напрямую зависят не только от первичного строения пород, но и от интенсивности и направленности вторичных изменений.

Цель настоящей работы – выявить особенности вещественного состава вулканитов доюрского комплекса, вскрытых скважинами в пределах одного из месторождений Елизаровского прогиба, установить геохимические индикаторы различных типов флюидной проработки и локализовать зоны гидротермальной активности в связи с палеовулканическими структурами.

Объекты и методы исследования. Объектом исследования являются породы доюрского вулканогенно-осадочного комплекса. Общий объём коллекции превышает 600 образцов, из которых изготовлены прозрачные петрографические шлифы и подготовлены пробы для определения элементного состава. Петрографическое изучение проводилось с использованием поляризационного микроскопа, особое внимание уделялось диагностике структурно-текстурных особенностей, характера вторичных изменений. Определение элементного состава выполнено методом рентгеновской флуоресценции (РФЛА). Обработка и интерпретация геохимических данных

осуществлялась с применением стандартных классификационных диаграмм (TAS, Zr/TiO₂-Nb/Y и SiO₂-Zr/TiO₂), а также статистических методов.

Результаты. Изученные вулканы характеризуются широким диапазоном составов. Согласно классификационной диаграмме TAS, образцы существуют в пределах полей трахитов, трахидацитов, риолитов, а также в меньшей степени тефрифенолитов, фенитов и андезитов (Рисунок 1). Области концентрации точек размыты, что указывает на существенную вторичную изменённость пород. Применение диаграмм Zr/TiO₂ – Nb/Y и SiO₂ – Zr/TiO₂, более устойчивых к наложенным процессам, позволило уточнить состав и отнести доминирующие разновидности к риолит-дацитовым и трахит-трахиандезитовым сериям.

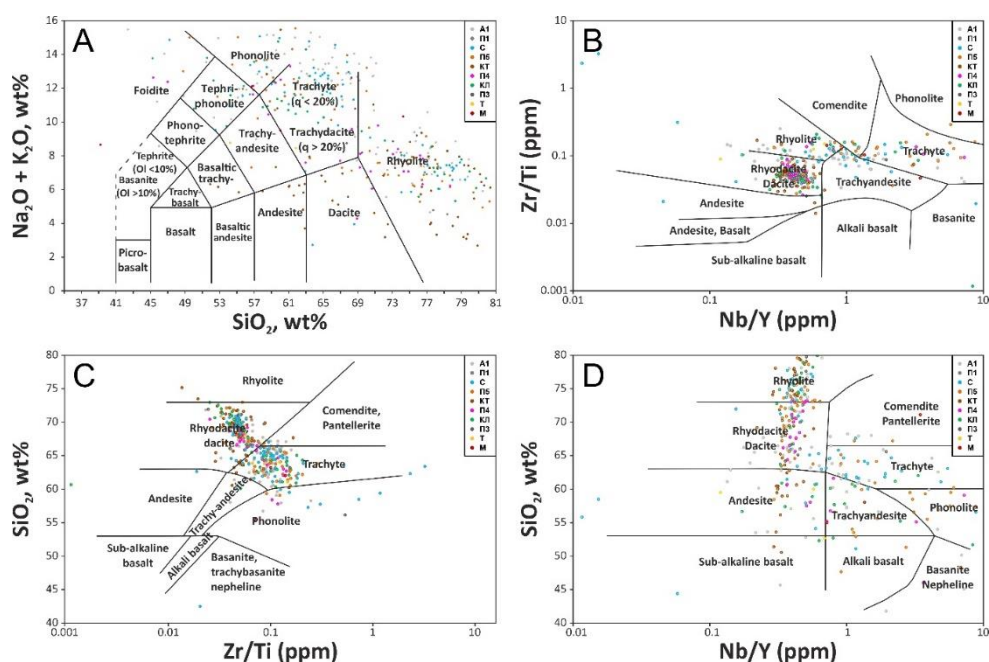


Рисунок 1. А – TAS-диаграмма [1]; В-D – Диаграммы элементного состава по малоподвижным элементам [1, 2].

С использованием петрогенетической типизации [3], в разрезе выделены эффузивы с афировой, порфировой и сферолитовой структурами, вулканокластиты, а также породы с примесью пирокластического материала и метасоматиты. Особое внимание в работе сфокусировано на группе пород, обладающих наилучшими коллекторскими свойствами [4], – эффузивах с порфировой структурой (миндалекаменные и перлитовые текстуры) и вулканокластитах.

Выявлено два типа вторичной пустотности, связываемых с гидротермальным выщелачиванием: пустоты, развивающиеся преимущественно по фельзитовой (основной) массе пород при слабом растворении вкрапленников полевых шпатов (ВП1); пустоты образующиеся за счёт интенсивного растворения фенокристаллов полевых шпатов при лучшей сохранности фельзитового базиса (ВП2) [5].

Принципиально важным наблюдением является строгая приуроченность каждого из выделенных типов к конкретным скважинам: ни в одной из изученных скважин не зафиксировано совместного присутствия обоих типов пустот. Это позволило присвоить каждой скважине атрибут типа вторичной пустотности (ВП) и выполнить картирование их пространственного распределения (Рисунок 2).

В перлитах с пустотностью типа ВП1 фиксируются повышенные содержания Al, P, Cl и Ba. Относительное накопление фосфора и бария при сохранении или даже увеличении концентраций хлора может свидетельствовать о воздействии слабокислотных или слабощелочных флюидов, обогащённых летучими компонентами. В таких условиях полевые шпаты остаются относительно стабильными, тогда как фельзитовая масса, вероятно, сложенная более кислым стеклом, подвергается интенсивному растворению и перекристаллизации.

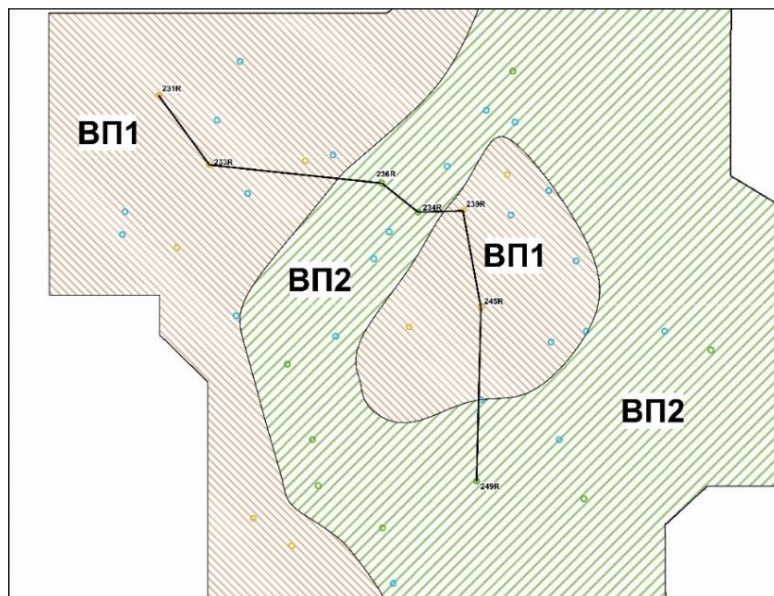


Рисунок 2. Карта распространения 2 типов вторичной пустотности (ВП1 и ВП2) в пределах изучаемого месторождения.

В перлитах и миндалекаменных разностях с типом ВП2 наблюдается пониженное содержание P и Ba при повышенных концентрациях Al и Ti. Обеднение пород фосфором и барием в сочетании с интенсивным растворением полевых шпатов указывает на более кислый характер гидротермальных растворов. В более кислой среде полевые шпаты разрушаются с выносом щелочных и щелочноземельных элементов, тогда как более устойчивые оксиды алюминия и титана накапливаются как остаточные.

Таким образом, геохимические различия полностью согласуются с петрографическими наблюдениями и пространственной картиной распределения типов пустот. Зоны ВП1, обогащённые P, Ba и Cl, позволяют оконтурить области предполагаемых палеовулканических центров, где циркулировали наиболее

агрессивные, вероятнее всего, щелочные гидротермы. Поля ВП2 с признаками более кислотного выщелачивания могут отвечать периферийным частям лавовых потоков и, соответственно, гидротермальной системы.

Выводы. Породы доюрского комплекса в пределах месторождения в Елизаровском прогибе представлены вулканитами риолит-дацитового и трахит-трахиандезитового рядов.

На основе петрографических исследований выделены два типа вторичных пустот: ВП1 – пустоты по фельзитовой массе, и ВП2 – пустоты за счёт растворения фенокристаллов полевых шпатов.

Установлено, что каждая скважина характеризуется только одним типом пустотности.

Пространственный анализ показал, что области ВП1 образуют локальные изолированные зоны, тогда как области ВП2 занимают обширные пространства между ними. Предполагается, что зоны ВП1 маркируют области палеовулканических построек (жерла, паразитические кратеры), где циркулировали, вероятно, слабокисло-нейтральные или слабощелочные гидротермальные растворы.

Геохимические индикаторы подтверждают различия в условиях флюидной проработки: тип ВП1 ассоциирует с повышенными содержаниями Al, P, Cl и Ba; тип ВП2 – с пониженными концентрациями P и Ba при повышенных значениях Al и Ti.

Полученные результаты демонстрируют возможность использования элементного состава вулканитов для реконструкции палеогидротермальных систем, картирования вулканических центров и прогноза зон улучшенных коллекторских свойств в доюрском комплексе Западной Сибири.

Литература:

1. Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram // *Journal of Petrology*. 1986. 27. P. 745–750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>.
2. Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // *Chemical geology*. 1977. 20. P. 325–343. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2).
3. Ростовцева Ю. В., Немова В. Д., Немченко Н. В., Томасенко С. В., Пустыльникова В. В. Петрогенетическая типизация кислых вулканитов кровли нефтеносного доюрского комплекса месторождения в Елизаровском прогибе Западно-Сибирской плиты // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2025. Т. 25. ES4013. DOI: 10.2205/2025es001042. EDN: DMLDTW.
4. Алексеев А. Д., Немова В. Д., Сапогова Е. Е., Ростовцева Ю. В. Изучение природных резервуаров вулканогенно-осадочного доюрского комплекса Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2025. Т. 25. ES4014. DOI: 10.2205/2025es001043. EDN: KJDUFZ.

5. Ростовцева Ю.В., Томасенко С.В., Немова В.Д. Флюидогенез как фактор формирования вторичной пустотности в кислых вулканитах кровли нефтеносного доюрского комплекса в Елизаровском прогибе Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 2026. (в печати).

ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНОМ СТРОЕНИИ НЕПСКО- РЕГИОНАЛЬНЫЕ БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ (ТЭТЭРСКОЕ ВРЕМЯ)

А. В. Ульянова*, К. Н. Чертина, Ю. Е. Асадуллина, В. В. Чертин
ООО «РН-Геология Исследования Разработка», Тюмень
*E-mail: avulyanova@rn-gir.rosneft.ru

Ключевые слова: Непско-Ботуобинская антеклиза, тэтэрская свита, верхний венд, карбонатные отложения.

В целях повышения эффективности геологоразведочного бурения на территории Непско-Ботуобинской антеклизы (НБА) произведено уточнение геологического строения отложений тэтэрской свиты даниловского горизонта немакит-далдынского яруса верхнего венда. Для создания регионального представления о строении верхневендских отложений выполнен седиментологический анализ пород по керновому материалу разведочных скважин на Кубалахском, Среднеботуобинском, Мархаянском, Средне-Кочемском, Могдинском, Восточно-Сугдинском, Западно-Чонском, Санарском, Преображенском, Верхнечонском, Даниловском и Верхнеичерском лицензионных участках (ЛУ).

Согласно схеме фациального районирования вендских отложений рассматриваемые ЛУ принадлежат к Непско-Ботуобинскому району Лено-Тунгусской области [1]. Формирование пород тэтэрской свиты происходило во внутриконтинентальном мелководно-морском бассейне в условиях повышенной солености и высокоэнергетической среды с отсутствием выраженных барьерных элементов. В разрезах скважин на обширной площади наблюдается латерально выдержанная, циклическая седиментационная последовательность, выраженная чередованием доломитовых илов, органогенных и органогенно-обломочных осадков, соотношение которых различается на разных ЛУ. В восточной и юго-восточной части НБА в разрезах скважин фиксируются более частые прослои глинистых доломитов, обусловленные влиянием расположенной восточнее суши. Породы характеризуются изменчивостью фильтрационно-емкостных свойств пород, необходим поиск предпосылок наличия ловушек.

Построение палеофациальных профилей позволило проследить изменения геологического строения на территории региона (Рисунок 1). На территории тэтэрского

СЕКЦИЯ «ЛИТОЛОГИЯ» МОСКОВСКОГО ОБЩЕСТВА ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ (МОСКВА, 2026)

осадочного палеобассейна выделяются четыре обстановки осадконакопления: 1 – илистая приливно-отливная равнина, 2 - мелководно-морская низина с илистыми и микробными осадками; 3 - мелководно-морская зона с преобладанием органогенно-обломочных отложений; 4 - мелководно-морская зона с преобладанием органогенных построек (Рисунок 2, Таблица).

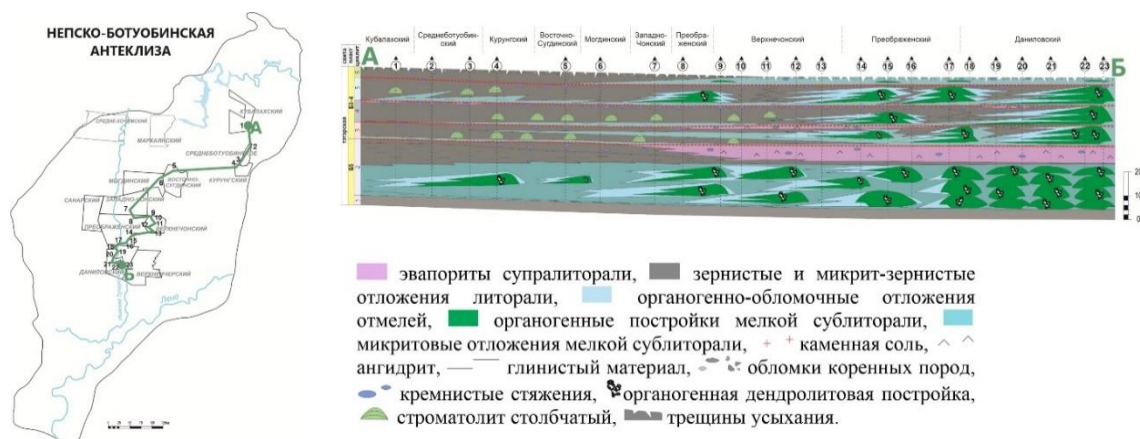


Рисунок 1. Палеофациальный профиль внутреннего шельфа.

Органогенные постройки образованы строматолитами и дендролитами. Перспективы связаны с органогенными постройками и окружающими их зернистыми отложениями (на рис.2 эти зоны обозначены зеленым и голубым цветами соответственно). Микробиальные отложения образовывали биостромы – простые органогенные постройки, почти не возвышающиеся над прилегавшими синхронными отложениями. Многократное ритмичное повторение в разрезе биостромов и зернистых прослоев представляет собой биоритмичную толщу [2]. Биоритмичные толщи в мелководно-морской зоне сформировали массивы неправильной формы, разделенные тонкозернистыми и карбонатно-илистыми осадками. Жесткий каркас органогенных массивов является **предпосылкой формирования литологической ловушки**, а связанные с ними зернистые отложения - зонами улучшенных ФЕС. Структурные различия обуславливают дифференциацию при уплотнении пород, т. е. зоны органогенных массивов менее сжимаемы, чем зоны с карбонатно-илистыми осадками.

На территории Даниловского, северо-западной части Верхнеичерского и центральной и южной части Преображенского ЛУ формировались отложения с преобладанием органогенных и органогенно-обломочных структур. В условиях теплого, освещенного морского бассейна развивались разрозненные купола и лоскуты органогенных построек дендролитового типа, частично разрушающиеся в периоды активной волновой гидродинамики. Постройки формировали рельеф морского дна с ограниченным водообменом, что приводило к образованию локальных зон повышенной солености и формированию эвапоритовых «ванн» ангидритового состава.



Рисунок 2. Макет обстановок осадконакопления тэтэрской свиты.

Таблица. Сравнительная характеристика обстановок осадконакопления отложений тэтэрской свиты на лицензионных участках НБА.

Лицензионные участки	Средне-Кочемский Мархаянский Кубалахский	Среднеботубинский Курунгский Восточно-Сугднский Санарский Могдинский Западно-Чонский	Верхнечонский, Преображенский (северо-западная часть)	Даниловский, Преображенский (центральная и южная части) Верхнеичерский (северо-западная часть)
Обстановка	Приливно-отливная равнина	Мелководно-морская низина	Мелководно-морская зона	Мелководно-морская зона
Гидродинамический режим	Активный приливно-отливной	Спокойный волновой и приливно-отливной	Активный волновой и приливно-отливной	Изменчивый волновой (от активного до спокойного)
Отложения	Карбонатный ил	Строматолитовые постройки, органогенно-обломочные, карбонатный ил	Органогенно-обломочные	Дендролитовые постройки, органогенно-обломочные

На территории Верхнечонского ЛУ и к северо-западу от центральной части Преображенского ЛУ отложения накапливались в высокоэнергетической мелководно-морской обстановке. Высокая энергия сменяющих друг друга волновых и приливно-отливных процессов привела к преобладанию органогенно-обломочных осадков и

редких островков органогенных построек, образующих локальные зоны с ограниченным водообменом и повышенной соленостью.

Органогенно-обломочные отложения Преображенской и Верхнечонской части бассейна формировали низкие валы, выступающие в роли барьера, способствующие изоляции и существованию мелководно-морской низины со слабым влиянием волновых и приливно-отливных процессов, и формированию илистых и микробных структур на территории Санарского, Западно-Чонского и Могдинского ЛУ.

В разрезах скважин Восточно-Сугдинского, Курунгского и Среднеботуобинского ЛУ отмечается преобладание столбчатых и пластовых форм строматолитов, микритового и зернистого материала с пологонаклонной и косой слоистостью, а также уменьшение доли органогенных построек дендролитового типа. Это свидетельствует о переходе гидродинамического режима от волнового к приливно-отливному в условиях илистой литорали и мелкой сублиторали. На территории Кубалахского, Мархаянского и Средне-Кочемского ЛУ фиксируются признаки, указывающие на формирование пород в условиях приливно-отливной равнины. Разрез скважин представлен доломитами с зернистыми и микритовыми структурами с пологонаклонной и косой слоистостью. Наибольший потенциал коллекторов наблюдается в отложениях Верхнечонского, Верхнеичерского, Даниловского и Преображенского ЛУ благодаря условиям, способствовавшим образованию дендролитовых органогенных построек и накоплению зернистого карбонатного материала.

Анализ обстановок осадконакопления в совокупности с изучением коллекторских свойств пород пласта позволяет выявить закономерности распределения пород-коллекторов.

Литература:

1. Мельников Н. В. Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы (стратиграфия, история развития) / Новосибирск: СНИИГГиМС. 2017.
2. Современные и ископаемые рифы. Термины и определения: Справочник / И.Т. Журавлева, В.Н. Космынин, В.Г. Кузнецов и др. М.: Недра, 1990. 184 с.

НИЖНЕМЕЛОВЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ТЕЛА БРОВКИ ШЕЛЬФА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: ТИПИЗАЦИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

А. В. Храмцова

ООО «РН-Геология Исследования Разработка», Тюмень

E-mail: avkhramtsova@rn-gir.rosneft.ru

Ключевые слова: фронт дельты, вдольбереговые бары, подводные каналы, мелководные контуриты, нижний мел, Западная Сибирь.

В мелководной (ундоформной) части нижнемеловых клиноформ Западной Сибири вдоль бровки шельфа и на небольшом расстоянии от неё выделяются серии вытянутых песчаных тел. Их продуктивность установлена бурением на многих площадях Западной Сибири. Для эффективного прогноза пород-коллекторов - потенциальных ловушек углеводородов актуальной задачей является установления механизмов их формирования и генезиса.

В данной работе приводятся результаты, основанные на данных керна валанжинского возраста, геофизических исследованиях скважин и 3D-сейсморазведки северной части Западной Сибири. Морфология осадочных тел устанавливалась по картам толщин и спектральной декомпозиции, аномалиям волновой картины на картах сейсмических атрибутов и в разрезах (Рисунок).

Песчаные изолированные тела, сформированные рядом с бровкой шельфа, обычно выделяются в нижнем системном тракте (LST). Также они могут сохраняться в тракте падения относительного уровня моря (FSST) (Рисунок а, б). Традиционно такие тела относят к дельтам бровки шельфа [1, 2] или вдольбереговым барам предфронтальной зоны пляжа [3]. В трансгрессивном системном тракте могут присутствовать серии барьерных островов, отделенных от суши фацией заливов, которая устанавливается на основе ихнологических и текстурных признаков. Обычно она сложена алевролитами крупно-мелкозернистыми тонкослоистыми, в средней степени биотурбированными, часто с низким разнообразием ихнофоссилий (*Teichichnus*, *Skolithos*, *Thalassinoides*, *Diplocraterion*) и признаками опреснения. Если вытянутые осадочные тела у бровки шельфа залегают среди глинистых отложений дальней зоны подводного берегового склона, то их можно отнести к мелководным контуристам, сформированным донными течениями [6] или шельфовым грядам.

Песчаные тела рассматриваемого типа, удаленные от береговой линии, могут формироваться гиперпикнальными потоками [4, 5] независимо от положения относительного уровня моря.

Высокоплотные гиперпикнальные потоки могут эродировать дно морского бассейна и выносить обломочный материал на большие расстояния. Если на картах спектральной декомпозиции выделяются (шельфовые) подводные каналы, то они будут иметь продолжение за бровкой шельфа и формировать экстрабассейновые глубоководные конусы выноса (Рисунок в, г). Врезы на шельфе могут иметь различное заполнение от глинистого до смешанного (песчано-глинистого, глинисто-песчаного) состава, чаще всего они относятся к эрозионному типу (Рисунок в, г).

По повышенным значениям среднеквадратичных амплитуд (см. Рисунок г) в мелководной части морского бассейна рядом с подводными каналами и вкrest их простираются часто выделяются серии вытянутых осадочных тел. Песчаные тела, расположенные по обе стороны подводного канала, разделены алевролитами

глинистыми интенсивно биотурбированными дальней зоны подводного берегового склона или проделты с преобладанием волновых и приливно-отливных процессов.

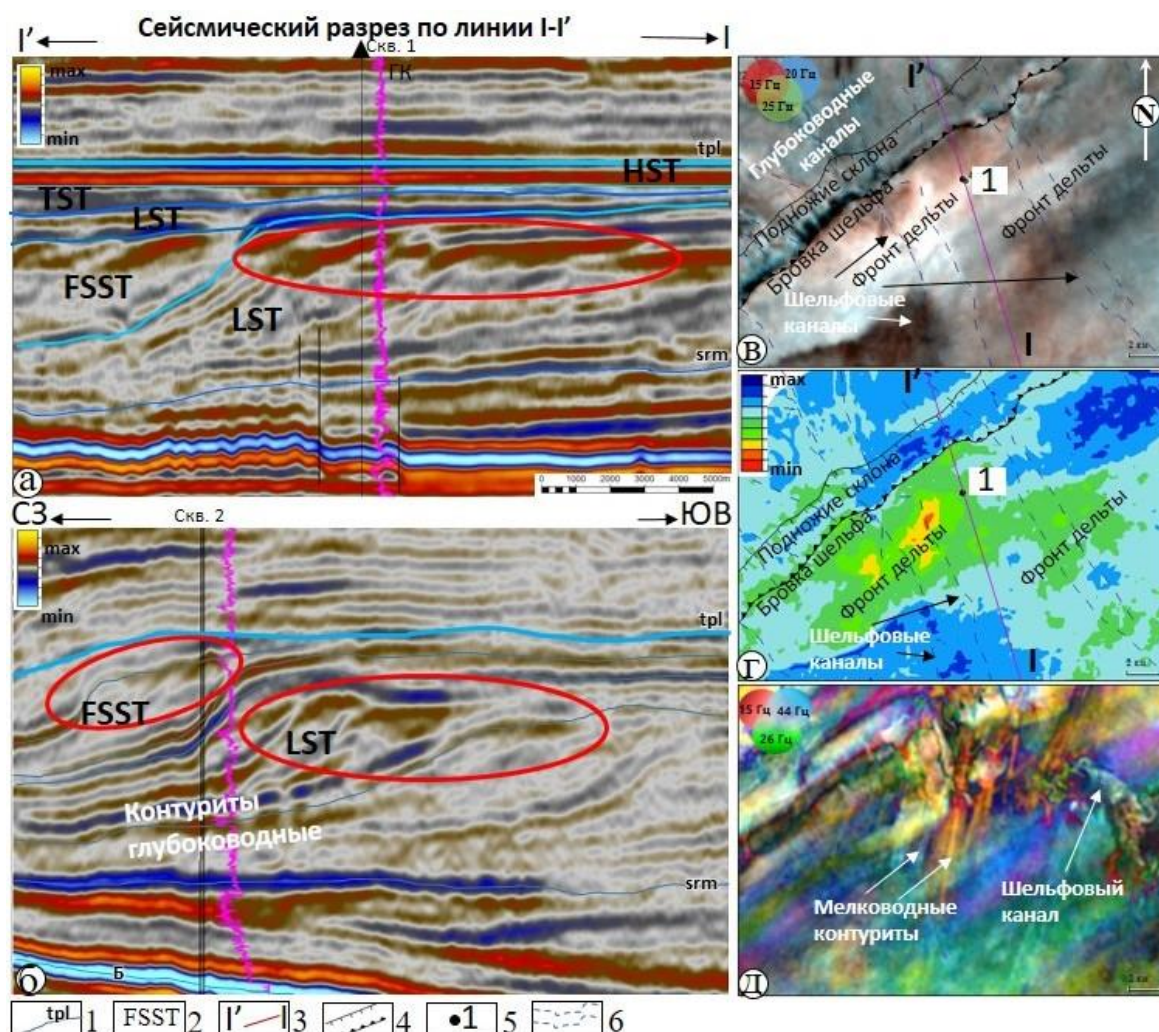


Рисунок. Осадочные тела бровки шельфа на сейсмических разрезах (в красный овале) (а, б), карте спектральной декомпозиции (в) и среднеквадратичных амплитуд (г). Мелководные контуристы на карте спектральной декомпозиции (д). Нижний мел, Западная Сибирь (сейсмические материалы предоставлены Н. В. Холманских)

1 – отражающие горизонты и их названия: tpl – тепловский, srm – сармановский, Б - баженовский; 2 – системные тракты: LST – нижний; FSST - падения относительного уровня моря; HST – высокий, TST – трансгрессивный; 3 – линия сейсмического разреза; 4 – бровка и подножие склона; 5 – скважина с керном; 6 – подводные каналы.

Приуроченность вытянутых изолированных песчаных тел к подводным каналам может свидетельствовать о следующих особенностях их генезиса. Песчаный материал поставлялся в морской бассейн подводными гиперпикнальными потоками, затем он перерабатывался донными, волновыми и приливно-отливными течениями. По керну скважины 1 установлено, что песчаники формировались в условиях фронта дельты гиперпикнального типа.

В мелководной части морского бассейна по картам сейсмических атрибутов часто диагностируются линеаменты или осадочные тела, которые имеют черты сходства с глубоководными контуритовыми дрифтами [6]. Поскольку они залегают возле бровки шельфа среди шельфовых аргиллитов и не отделяются отложениями лагуны от суши, то их следует относить к мелководным контуритам. Мелководные песчаные контуриты приурочены, как правило, к подводным каналам и гиперпикнальным подводным дельтам (см. Рисунок д).

Выводы: Нижнемеловые осадочные тела бровки шельфа Западной Сибири могут относиться к следующим генетическим типам: гиперпикнальным подводным дельтам, вдольбереговым барам или барьерным островам и контуритам. Их формирование зависит от колебаний относительного уровня моря, а также от объема привносимых речных наносов и интенсивности донных течений.

Песчаные контуриты нижнемелового мелководно-морского бассейна Западной Сибири, расположенные рядом с шельфовыми каналами и гиперпикнальными подводными дельтами, являются новыми объектами для поисков углеводородов.

Литература:

1. Steel R., Porebski S.J., Plink-Bjorklund P., Mellere D., Schellpeper M. Shelf-Edge Delta Types and Their Sequence-Stratigraphic Relationships. In Harry H.R., Norman C.R. et al (eds) Shelf Margin Deltas and Linked Down Slope Petroleum Systems—Global Significance and Future Exploration Potential/ SEPM Society for Sedimentary Geology. V. 23. 2013. DOI: 10.5724/gcs.03.23.0205.
2. Черенкова М.А., Малышев Н.А. Нижнемеловые дельты бровки шельфа - потенциальный резервуар углеводородов бассейна Баренцева моря // Нефтяное хозяйство. 2020. Т.6. С. 28–33. DOI: 10.24887/0028-2448-2020-6-28-33.
3. Жемчугова П.П. Секвенс-стратиграфическая модель нижнего мела Западной Сибири // Георесурсы. 2021. Т. 23. №2. С. 170–178.
4. Храмцова А.В., Зверев К.В., Козлов Е.С. Дельты раннемелового возраста Западной Сибири // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов: Материалы науч. онлайн-сессии, 20–23 апреля 2026 г. [электронный ресурс] / Под ред. Б.Н. Шурыгина, О.С. Дзюба, О.Б. Кузьминой. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2026. С. 188–192.
5. Zavala C., Arcuri M., Zorzano A., Trobbiani V., Torresi A., Irastorza A. Deltas: New paradigms // Depositional Rec. 2023. DOI: 10.1002/dep2.266.
6. Verdicchio G., Trincardi F. Shallow-Water Countourites. In: Rebesco M., Camerlenghi A. (eds) Contourites. Developments in sedimentology. V. 60. Elsevier. 2008. 409–433 pp. DOI:10.1016/S0070-4571(08)10020-6.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

А. В. Черешинский*, А. В. Крайнов

Воронежский государственный университет, Воронеж

*E-mail: vsu31022@mail.ru

Ключевые слова: неоген, аллювий, литология, строительные пески.

В пределах Воронежской антеклизы (ВА) достаточно широко распространены образования неогена [1, 2]. На юго-востоке ВА, в пределах топографического планшета М-37-XXIII, отложения неогена ранее выделены не были. В результате проведенных работ по ГДП-200 на рассматриваемой площади установлены аллювиальных образований миоцена и плиоцена, их расчленение проведено в соответствии с легендой Донецкой серии листов Госгеолкарты – 200/2. На территории исследования выделены новопетровская свита, ергенинская серия и нижеурывская подсвита (Рисунок).

Новопетровская свита (N_{1np}) распространена на высоких водоразделах, с размывом залегает на венцовской свите олигоцена и представлена песками с прослоями глин, ее мощность до 12 м. Породы являются древнейшими аллювиальными образованиями.

В изученных разрезах преобладают пески от желтовато-серых до красновато-бурых, они разнозернистые, преимущественно средне- крупнозернистые. Пески неравномерно глинистые, при преобладании сильноглинистых. Глины характерны для верхней части разреза, их цвет от серовато-бурого, до красновато-бурого, они плотные, сильнозапесоченные, по составу в основном каолинистые.

Преобладание в разрезе сильноглинистых песков и сравнительно большая мощность вскрыши не позволяет рассматривать данные отложения в качестве перспективных на строительное сырье.

Ергенинская серия (N_{1-2er}) развита на крайнем западе территории, с размывом залегает на различных подразделениях палеогена и верхнего мела, ширина долины составляет от сотен метров до 1 км. Серия представлена песками с прослоями глин, ее мощность до 11 м. Для песков характерен светло-серый и желтовато-серый цвет, они разнозернистые, преимущественно мелкозернистые, неравномерно глинистые, преимущественно сильноглинистые.

Глины серые иногда с желтоватым оттенком, плотные, неравномерно песчанистые. Данные отложения, как и пески новопетровской свиты, мало перспективны в качестве строительного сырья.

Отложения нижеурывской подсвиты (N_{2ur1}) распространены вдоль правого борта долин р. Лев. Богучарка и Богучарка, они с размывом залегает на различных

образованиях верхнего мела и палеогена, ширина долины составляет до 5.2–6.3 км. Нижнеурывская подсвета представлена песками с прослоями глин, ее мощность до 25 м.

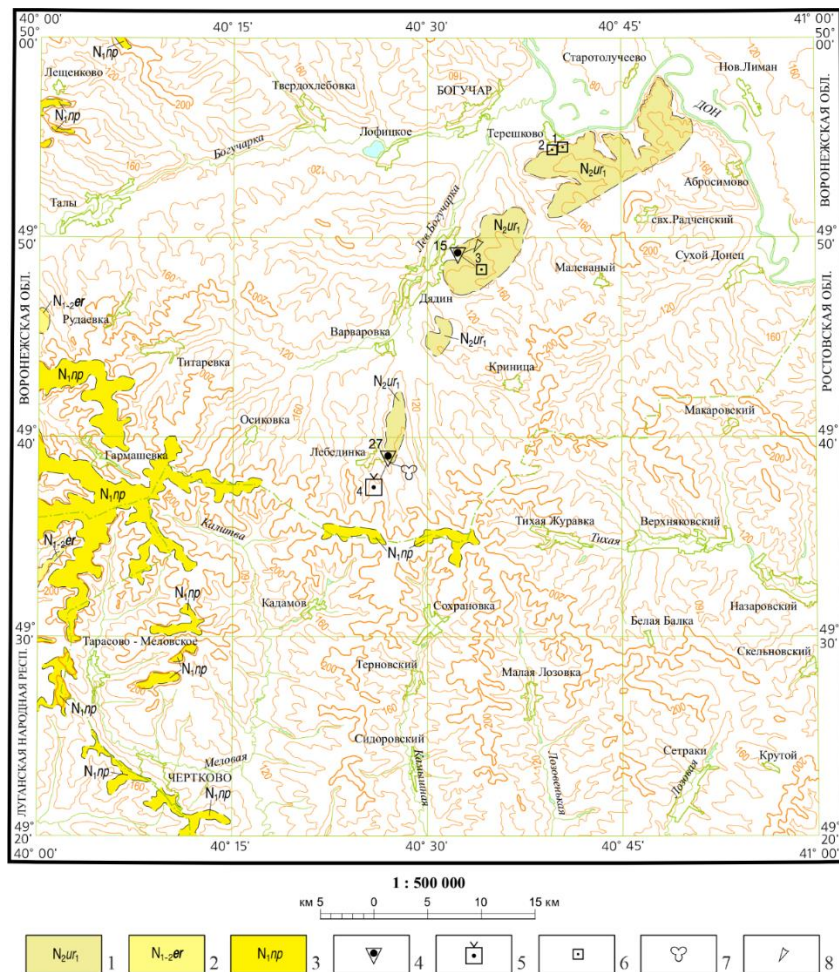


Рисунок. Схема распространения неогеновых образований.

Подписи к рисунку: 1 – нижнеурывская подсвета, 2 – ергенинская серия, 3 – новопетровская свита, 4 – опорные разрезы, 5 – месторождение песков строительных, 6 – проявление песков строительных, 7 – места находок спор и пыльцы, 8 – места находок остатков мелких позвоночных

Пески от серых до буровато-серых, разномерные, преимущественно мелкозернистые, в отдельных разрезах до тонкозернистых, неравномерно глинистые, при преобладании слабоглинистых. Наблюдается несколько прослоев мощностью до 10–20 см песка разномерного, преимущественно средне- крупнозернистого, обогащенного галькой и гравием черного кремня и кварца, и окатанными желваками фосфоритов. Глины серые, иногда со слабым зеленоватым оттенком, плотные, иногда алевритистые и слюдяные.

Палинологом ВГУ Т. Ф. Трегуб из глин и песков нижнеурывской подсветы (т. н. 27) выделен спорово-пыльцевой комплекс характерный для конца плиоцена. Из опорного разреза 15 выделены остатки костей и зубов мелких млекопитающих

(определения А. Г. Яковлева, ИГ УФИЦ РАН). Вероятный возраст вмещающих костные остатки отложений, поздний плиоцен (зона по млекопитающим MN-16).

В центральной части рассматриваемой площади расположено среднее месторождение строительных песков – Лебединское, полезная толща представлена пластовой залежью суровикинской и осиновской свит эоцена и отложениями нижнеурывской подсвиты. Пески пригодны для строительных работ или могут использоваться для отсыпки дорожного покрытия. В ходе проведенных работ, на северо-востоке рассматриваемой территории, выявлено три проявления строительных песков, приуроченных к песчаным отложениям нижнеурывской подсвиты.

Таким образом, впервые для данной территории выделены отложения новопетровской свиты, ергенинской серии и нижнеурывской подсвиты. Последние являются перспективными для выявления месторождений строительного сырья.

Литература:

1. Верхний плиоцен бассейна Верхнего Дона / Г. В. Холмовой, Р. В. Красенков, Ю. И. Иосифова и др. Воронеж, 1985. 144 с.
2. Холмовой Г. В. Неоген-четвертичный аллювий и полезные ископаемые бассейна Верхнего Дона. Воронеж, 1993. 100 с.

ОСОБЕННОСТИ ПИРИТИЗАЦИИ СРЕДНЕВОЛЖСКИХ СЛАНЦЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РУССКОЙ ПЛИТЫ

В. Г. Эдер¹, А. Д. Скоморохова^{1,2}, С. В. Можегова³

¹ ГИН РАН, Москва

² МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва

³ ВНИГНИ, Москва

*E-mail: edervika@gmail.com

Ключевые слова: отношение C/S, постседиментационные изменения, черные сланцы.

Для осадков морского генезиса, обогащенных органическим веществом, характерна линейная положительная зависимость между содержанием органического углерода (C) и серой сульфидной (S) – $C/S=2.8\pm 0.8$ [1]. Высокая степень связи между содержаниями этих компонентов пород обусловлена тем, что на стадии диагенеза образование фрамбоидального пирита происходит при участии сульфатредуцирующих бактерий. В то же время на стадии диагенеза возможно перераспределение сероводорода в близлежащие низкоуглеродистые слои, который связываясь со свободным реакционноспособным железом, служит причиной их пиритизации. Явления интенсивной пиритизации низкоуглеродистых пород, находящихся на границе с черными сланцами, в диагенезе при относительно низких температурах описаны в отложениях Черного моря [2,3], Прибалтики [4], в мезозойско-кайнозойских толщах юга России [5]. Известно, что при погружении отложений с началом процессов генерации

углеводородов (УВ) и образованием новых порций сероводорода, происходит катагенетическая пиритизация пород. Последнее является причиной нарушения линейной зависимости между С и S и понижения значений этого показателя ($C/S < 2$) в высокоуглеродистых породах [3, 6].

Объектом настоящего исследования являлись верхнеюрские сланценовые отложения зоны Panderi разрезов обн. р. Айюва (район Ухты) и д. Ивкино (Костромская область), осадконакопление которых соответственно происходило в северном и центральном районах Среднерусского мелководного морского палеобассейна (территория Русской плиты). Выявлено, что зрелость керогена исследуемых пород соответствует протокатагенезу ($T_{\max} - 410-420^{\circ}\text{C}$). Целью исследования являлось выявление особенностей пиритизации средневожских сланценовых пород Русской плиты разрезов Айюва и Ивкино при помощи изучения закономерностей распределения показателя C/S. Результаты исследования будут способствовать реконструкции постседиментационных преобразований вещественного состава черносланцевых пород.

В результате детального комплексного литолого-геохимического изучения средневожских разрезов обн. р. Айюва и д. Ивкино выявлено, что:

1) в черносланцевых породах наблюдается линейная положительная значимая ($R^2=0.9$) зависимость между С и S (Рисунок 1а), что характерно для морских осадков (образованных в условиях нормальной солености). Таким образом, подтверждено, что до вхождения в главную зону нефтеобразования на стадии протокатагенеза в породах, обогащенных органическим веществом, сохраняется высокая значимая положительная зависимость между С и S.

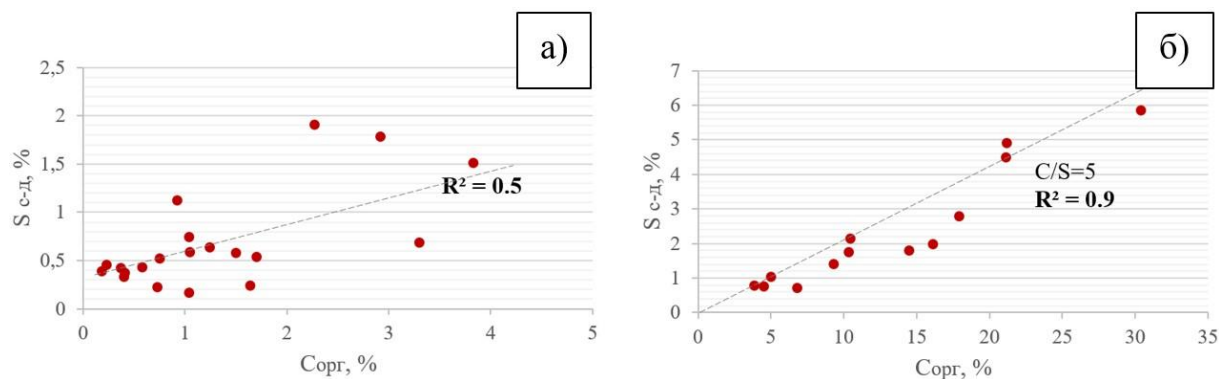


Рисунок 1. Распределение показателя C/S для: а) межсланцевых пород; б) сланцевых пород разреза средневожских отложений обн. р. Айюва.

2) в отличие от морских осадков, для которых показатель C/S составляет 2.8 ± 0.8 [1], для исследуемых сланцевых пород $C/S = 5 \pm 1$.

3) в межсланцевых породах степень зависимости между С и S (Рисунок 1б) менее значимая ($R^2=0.5$). Значения C/S в них изменяются в относительно широком диапазоне (1.4–7.2), что связывается с вторичной пиритизацией в диагенезе, произошедшей в результате перераспределения HS- из черносланцевых пород и

связывания ее со свободным реакционноспособным железом. Пирит, образованный подобным образом, является скрытокристаллическим (Рисунок 2), занимает пустотное пространство пород или замещает остатки фауны (раковин двустворок и радиолярий).

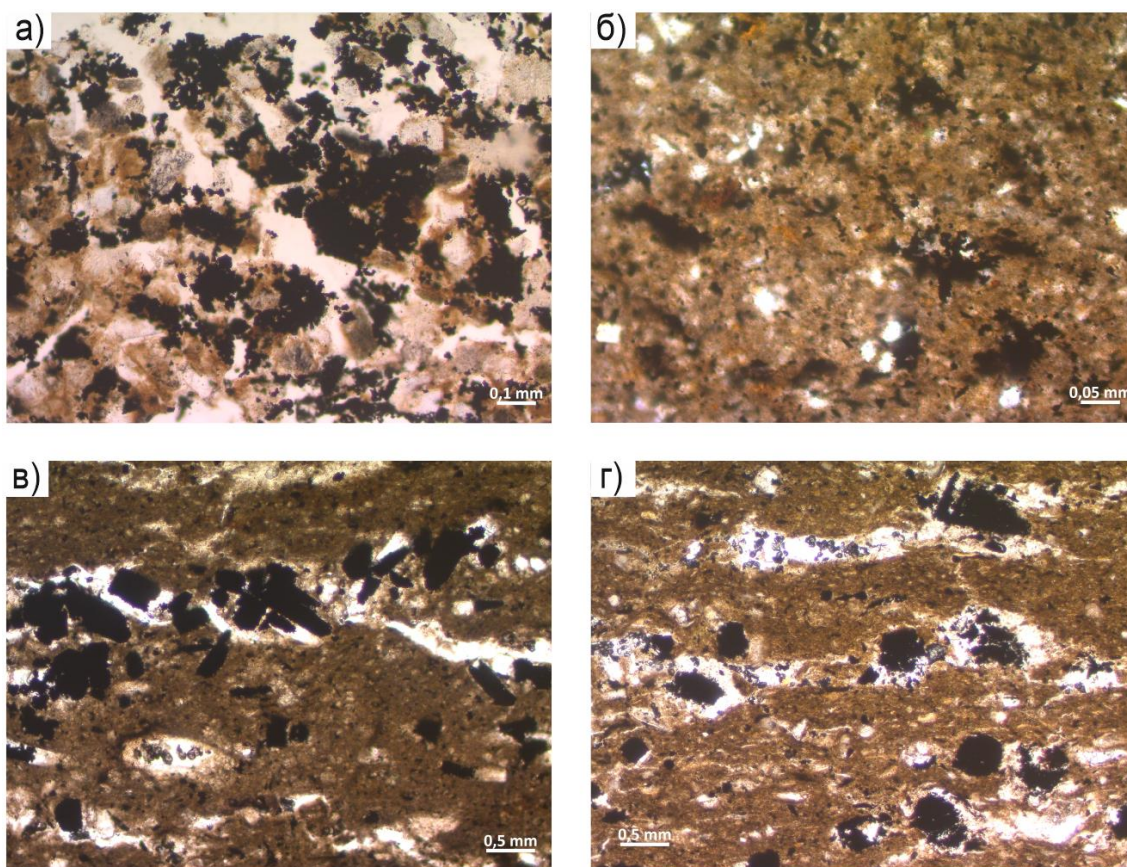


Рисунок 2. Пиритизированные в диагенезе средневожские межсланцевые породы Русской плиты (б-г) и подстилающие их отложения верхнеоксфордского (?) яруса. а) алевро-песчаник, обр. АЮ-4, $C_{\text{орг}}=0,16\%$, пирит – 2,6 %; б) известняк, обр. АЮ-21, $C_{\text{орг}}=2,74\%$, пирит – 6,62 %; в) смешанная глинисто-известковая порода, обр. АЮ-29, $C_{\text{орг}}=0,92\%$, пирит – 2,88 %; г) смешанная глинисто-известковая порода, обр. АЮ-43, $C_{\text{орг}}=2,27\%$, пирит – 6,32 %.

Литература:

1. Berner R., Raiswell R. Burial of organic carbon and pyrite sulfur in sediments over Phanerozoic time: a new theory // *Geochem. Cosmochim. Acta*. 1983. V. 47. P. 855–862.
2. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза // *Труды ГИН АН СССР*. Вып. 292. М.: Наука, 1976. 300 с.
3. Leventhal J.S. Carbon-sulfur plots to show diagenetic sulfidation in sediments // *Geochem. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. № 6. P. 1207–1211.
4. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. II. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 574 с.
5. Гаврилов Ю.О. Диагенетическая миграция сульфидов в отложениях различных обстановок седиментации // *Литология и полез. ископаемые*. 2010. № 2. С. 133–150.

6. Eder, V. G. Distribution of the C/S Ratio in the Bazhenov Formation in Western Siberia and the Possibility of Its Use to Clarify the Genesis of Black Shales / V. G. Eder // Lithology and Mineral Resources. 2026. Vol. 61, No. 2. P. 177–194.

ПОЛИМИНЕРАЛЬНЫЕ БИОМОРФОЗЫ В СКЕЛЕТАХ ГУБОК И РАКОВИНАХ ФУЗУЛИНД ИЗ СТРАТОТИПА ГЖЕЛЬСКОГО ЯРУСА В МОСКОВСКОЙ ОБЛАСТИ

Ю. В. Яшунский^{1*}, А. Э. Давыдов²

¹Геологический институт РАН, Москва

²Палеонтологический институт им. А. А. Борисяка РАН, Москва

*E-mail: yryashunsky@gmail.com

Ключевые слова: Gzhelistella, биоморфозы, нонтронит, глауконит, гётит.

При изучении внутреннего строения недавно описанного нового вида губки *Gzhelistella cornigera* Davydov et al., 2023 и фузулинид из глин кошеровской свиты добратинского горизонта гжельского яруса, вскрытых в Гжельском карьере, были установлены многочисленные полиминеральные биоморфозы, сложенные смешанослойными глинистыми минералами и гётитом [1].

Базальный скелет губок состоит из компактных, тесно расположенных и связанных между собой трабекул, сложенных тонкокристаллическим кальцитом с пенициллитной микроструктурой. Между ними располагаются сильно меандрирующие каналы – тубулы, заполненные мелкокристаллическим кальцитом.

На начальном этапе морфологического изучения скелетов губок было просмотрено большое количество прозрачных шлифов и полированных препаратов, что, однако, не позволило установить пространственное расположение внутренних структурных элементов скелета.

Минеральные новообразования, содержащиеся в губках, были выделены растворением кальцитовых скелетов в 2 % уксусной кислоте. По данным дифрактометрического анализа они сложены смешанослойным агрегатом нонтронита и глауконита с примесью гётита [2].

С помощью сканирующего электронного микроскопа было получено большое количество изображений таких биоморфоз, что позволило создать вполне законченное представление о пространственной конфигурации тубульной водопроводящей системы губки.

По всей видимости, формирование биоморфоз глинистых минералов происходило следующим образом. Поскольку в прижизненном состоянии внутреннее пространство тубул не было заполнено кальцитом, минералообразующие растворы

алюмосиликатного состава проникали внутрь базальных скелетов по этим полым каналам. Здесь, на поверхности тонкокристаллического кальцита трабекул осаждались глинистые минералы, а затем – гётит. В дальнейшем не занятое ими пространство тубул было заполнено мелкокристаллическим кальцитом.

В результате этого процесса были сформированы биоморфозы по тубулярно-трабекулярной системе в виде сложноветвящихся трубчатых форм, толщина стенок которых составляет 5–10 мкм, иногда до 15–20 мкм. Исходя из морфологии агрегатов новообразованных алюмосиликатов, нарастающих на кальцит трабекул и облегающих все неровности тубулярных каналов, такие биоморфозы могут быть названы биоморфозами облекания (Рисунок).

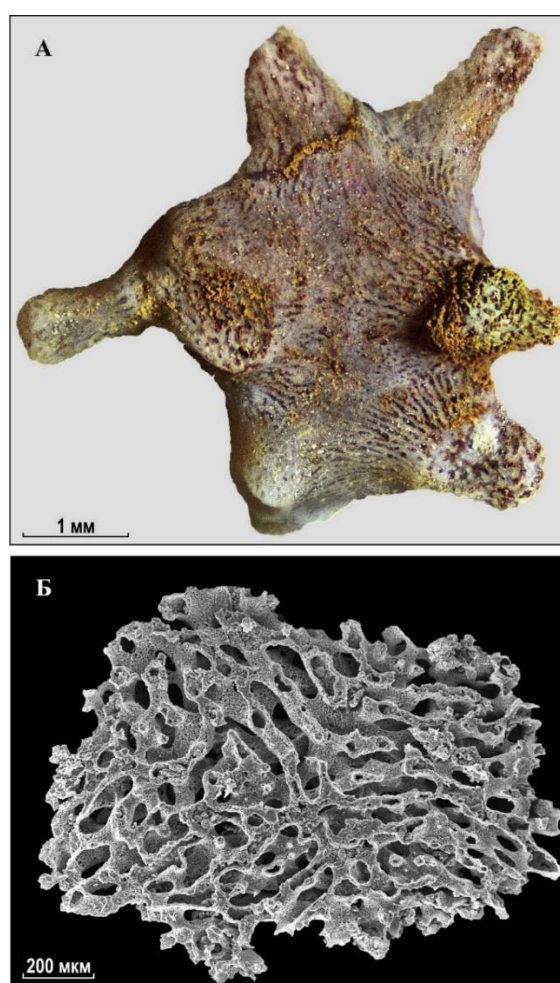


Рисунок. А – общий вид губки *Gzhelistella cornigera* с элементами биоморфоз [3, fig. 6a]. Оптическое изображение. Б – биоморфоза нонтронит-глауконитового агрегата по тубульно-трабекулярной системе базального скелета губки [3, fig. 8a]. СЭМ, SE-изображение.

Важно отметить, что в скелетах губок, не затронутых аутигенной минерализацией, тубулярные каналы не имеют стенок, сложенных каким-либо

минеральным веществом, а кальцит трабекул непосредственно контактирует с кальцитом тубул. Таким образом представленная выше структура не создавалась организмом губки. Тем ни менее именно такие биоморфозы облекания позволили визуализировать и максимально точно передать даже в объеме мельчайшие структуры водоносной системы скелетов губок.

В скелетах губок содержится большое количество спикул, выполненных мелкокристаллическим кальцитом. Также, как с тубулами и трабекулами, по шлифам и пришлифовкам было трудно представить морфологию этих спикул. По некоторым спикулам были сформированы биоморфозы облекания нонтронит-глауконитового и гётитового состава, что позволило уточнить таксономическое положение губки *Gzhelistella cornigera* в пределах класса и подкласса.

Раковины фузулинид отряда Schwagerinida из глин гжельского яруса Гжельского карьера, также, как и скелеты губок, содержат биоморфозы нонтронит-глауконита и гётита по элементам внутреннего строения. Алюмосиликаты и гётит развиваются по контакту мелко-среднезернистого кальцита, заполняющего камеры, и микрозернистого кальцита, слагающего стенки и септы раковин. При этом формируется ячеистая структура, повторяющая форму и расположение камер раковины.

Своеобразие биоморфоз в биоте из глинистых отложений местонахождения Гжель заключается в том, что при их формировании новообразованные минералы не замещали структурные элементы кальцитового состава в скелетах губок и в раковинах фузулинид, а формировали биоморфозы облекания. В результате возникли минеральные структуры, отсутствовавшие в губках и фузулинидах при жизни и не связанные с их жизнедеятельностью. Такие биоморфозы чрезвычайно подробно воспроизводят некоторые анатомические структуры, которые недоступны для анализа при стандартных методах исследования этих объектов.

Литература:

1. Davydov A.E., Yashunsky Yu.V., Mirantsev G.V., Krutykh A.A. New Hypercalcified Calcareous Sponges from the Gzhelian Stage of the Moscow Region // Paleontological Journal. 2023. 57(11):1325–1351.
2. Сахаров Б.А., Яшунский Ю.В., Давыдов А.Э., Таскаев В.И., Морозов И.А. Смешанослойные глинистые минералы глауконит–нонтронит из биоморфоз и вмещающих пород гжельского яруса Подмосковья // Литология и полезные ископаемые. 2025. № 5. с. 540–560.
3. Yashunsky Yu.V., Davydov A.E., Sakharov B.A., Isakova T.N., Grishin S.V. Polymineral Biomorphoses in Basal Skeletons of Hypercalcified Sponges and Fusulinid Shells from the Gzhelian Stage of the Moscow Basin // Paleontological Journal. 2025. 59(7):807–826.

СОДЕРЖАНИЕ

ПРОГРАММА научных чтений «Экзолит-2026»	3
ЧАСТЬ ПЕРВАЯ. МЕТОДИЧЕСКАЯ	
<i>Агафонова Г.В.</i>	
Некоторые термины и числовые значения в карбонатном осадкообразовании	8
<i>Горожанин В.М.</i>	
К вопросу об интерпретации некоторых дискуссионных текстур осадочных пород: трещины усыхания	12
<i>Мельничук О.Ю., Ткачев М.Г.</i>	
Ограничения при анализе распределения зёрен в песчаниках и алевролитах с целью реконструкции обстановок седиментации	15
<i>Немова В.Д.</i>	
Многоуровневые типизации пород: методика и область применения	18
<i>Ростовцева Ю.В.</i>	
Литологический кодекс: дискуссия по вопросу на примере обломочных пород	20
<i>Рудмин М.А.</i>	
Глауконит: от литологического индикатора к функциональному минеральному материалу	24
<i>Тугарова М.А., Платонов М.В.</i>	
Проблемы литологической терминологии и классифицирования осадочных пород	27
<i>Шевцова Ю.А., Немченко Н.В., Тарасов А.И., Хотылев О.В.</i>	
Визуальная и цифровая диагностика песков: новые учебные пособия кафедры нефтегазовой седиментологии и морской геологии МГУ имени М. В. Ломоносова	29
ЧАСТЬ ВТОРАЯ. ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ	
<i>Андреенков И.В.</i>	
Фациальная характеристика стекольных песков апта северо-востока Воронежской антеклизы	33
<i>Асадуллина Ю.Е., Чертина К.Н., Ульянова А.В., Чертин В.В.</i>	
Литолого-петрофизическая типизация карбонатных коллекторов пласта БЗ-4 тэтэрской свиты верхнего венда Непско-Ботубобинской антеклизы	35

Валитов Ш.К., Копенкин Р.Ю., Минязева А.Р., Мирсаянов Д.Р.

Влияние литолого-фациальных особенностей оползневых образований на эффективность эксплуатационного бурения на примере одного месторождения Западной Сибири 38

Валяева О.В., Рябинкина Н.Н.

Углеводороды угленосных формаций 41

Вишневская В.С.

О природе кальцисферовых известняков (на примере Крым-Кавказского региона и Западной Сибири) 43

Горожанина Е.Н., Горожанин В.М.

О трещинах синерезиса в рифейских и палеозойских карбонатных отложениях Южного Урала 46

Даньщикова И.И., Пономаренко Е.С., Соколова Л.В.

Джагалский надгоризонт Тальбейского блока гряды Чернышева 49

Дронов А.В.

Ордовикские литологические формации мира 51

Дуб С.А.

Систематика и морфотипы строматолитов укской свиты верхнего рифея Южного Урала 54

Жуковская Е.А., Гатина Н.Н.

Карбонатность отложений клиноформного комплекса паннона (Сербия) 58

Жуковская Е.А., Нинич А.

Ихнофоссилии – новый объект исследования в олиго-миоценовом комплексе Дрмлянкой депрессии (Сербия) 61

Журавлева Л.М., Кузнецов В.Г.

Сравнительный анализ силурийского рифообразования Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ 64

Заманова Е.И., Панченко И.В., Куликов П.Ю.

Литологические особенности отложений верхней части викуловской свиты Красноленинского свода 67

Зинчук М.Н., Зинчук Н.Н.

О кальците из кимберлитов 70

Зинчук Н.Н.

Геохимические особенности нижнепалеозойских осадочных толщ древних платформ 75

Казимиров Е.Т., Нуриахметов Р.Р.

Об использовании терминов «грейнстоун», «пакстоун» и «сгусток» при исследовании фаменских граноморфных карбонатных пород-коллекторов в шлифах 81

Кобылина О.Н.

Вещественная характеристика гипсоносной толщи Новомосковского месторождения 84

Коробов А.Д., Коробова Л.А.

Автономная тектоно-магматическая активизация древнего щита – триггер развития механо-химических реакций гидротермального процесса (Южно-Якутский угленосный бассейн) 88

Коробов А.Д., Коробова Л.А.

Особенности щелочного метасоматоза областей автономной тектоно-магматической активизации – критерий оценки степени метаморфизма углей (Южно-Якутский бассейн) 91

Королёв А.Э., Маннапова Л.М., Лившиц С.А.

Современные коры выветривания восточной части Приволжской возвышенности 94

Королёв Э.А., Кольчугин А.Н., Ескин А.А., Даутов А.Н.

Проявления гипергенно-карстовых процессов в отложениях башкирского яруса восточного борта Мелекесской впадины 97

Крайнов А.В., Черешинский А.В.

Литология и полезные ископаемые палеогена юга Воронежской антеклизы 100

Лаломов А.В.

Литолого-фациальная структура техногенных образований (на примере хвостохранилища Ловозерского ГОКа) 103

Левитан М.А., Домарацкая Л.Г., Кольцова А.В.

Типы зональности седиментации в плейстоцене Индийского и Атлантического океанов 106

Лыков Н.А., Дронов А.В.

Реконструкция условий осадконакопления ордовикских отложений опорного разреза реки Мойеро (север Сибирской платформы) 108

Маленкина С.Ю.

Особенности формирования некоторых онколитов Европейской России 112

Мельничук О.Ю., Подковыров В.Н.

Индикаторы климата в разрезах верхнего венда западной и центральной частей Восточно-Европейской платформы ~550–580 млн лет назад 115

Муфахарова А.Д., Чикишев А.А., Немова В.Д.

Фациальное моделирование как инструмент повышения продуктивности разработки месторождения 117

Муфтахов В.А., Борисенко А.В., Пустыльников В.В.

Определение категории точности измерений общей карбонатности манометрическим методом 120

Назарова В.М., Зайцева Л.В.

О химическом составе конодонтовых элементов 124

Найдина О.Д.

Фито-климатические условия формирования плио-плейстоценовых отложений Северного Прикаспия 127

Никулин И.И.

Образование глауконита при гипотермии эксплозивного материала вулканов в субмаринных условиях 129

Нугаев Б.Б., Кулагина Н.К.

Специальные исследования влияния бурового раствора на фильтрационно-емкостные свойства карбонатных пород-коллекторов юрхской свиты Верхневилучанского месторождения 132

Нуриахметов Р.Р., Казимиров Е.Т.

Уровни организации пустотного пространства неоднородных карбонатных пород-коллекторов на примере фаменских отложений Тимано-Печорской НГП ... 133

Овчинникова М.Ю., Савко К.А., Кузнецов А.Б.

Условия осадконакопления карбонатных пород палеопротерозойской тимской свиты восточной Сарматии 136

Оленова К.Ю., Агафонова Г.В., Фомин А.С.

Литология вендских отложений по данным скважин Онхойдохской площади (Лено-Тунгусская НГП) 138

Павленко К.В., Титов Ю.В., Чернышова К.Т.

Спектральный гамма-каротаж керна в литолого-седиментологических исследованиях верхнеюрских отложений (Западная Сибирь) 141

Патина И.С.

Строение миоценовой части разреза Восточного Паратетиса по данным сейсмостратиграфии 143

Пименов Д.П., Постникова О.В., Китаева И.А.

Литологическая характеристика карбонатных отложений юрхской свиты Верхневилучанского месторождения 146

Пинчук Т.Н., Фурсина А.Б.

Осадконакопление Западно-Кубанского прогиба в мэотисе 147

Пономарев О.Б., Никулин И.И.

Роль Мезенско-Каспийской рифтогенной системы Восточно-Европейской платформы в переотложении древних солей в пермском бассейне седиментации 150

Пономаренко Е.С.

Строение верхнефранского рифового комплекса Седью Южного Тимана 153

Пустыльников В.В., Дюкова А.Д., Евсеева Ю.А.

Характеристика трещиноватости венд-кембрийского разреза параметрической скважины Северо-Кетская 1 (Предъенисейская провинция, Красноярский край) 156

Пустыльников В.В., Дюкова А.Д.

Литологическая характеристика рифейского разреза, вскрытого параметрической скважиной Северо-Кетская 1 (Предъенисейская провинция, Красноярский край) 160

Савко А.Д.

Этапы эволюции фосфатонакопления в истории Земли 164

Сандула А.Н., Шадрин А.Н.

Особенности состава и строения разреза визейских отложений известнякового типа на р. Унья (Северный Урал) 167

Седаева К.М.

Средне-позднепалеозойская минерагеническая эпоха и ее отражение в осадочном чехле периферии древних платформ Северного полушария 170

Скоморохова А.Д., Эдер В.Г., Зуева О.А., Калмыков А.Г., Панченко И.В., Калмыков Г.А.

Пиритизация черных сланцев и вмещающих их отложений на примере баженовской высокоуглеродистой формации Западной Сибири 175

Соломон М.С.

Геохимическая характеристика солей западного и северо-западного обрамления Прикаспийской впадины 178

Стукалова И.Е.

Методы изучения органического вещества в осадочных бассейнах: теория и практика 180

Томасенко С.В., Ростовцева Ю.В., Афанасьев И.А.

Литохимическая характеристика и индикаторная роль вторичных изменений вулканитов доюрского комплекса Елизаровского прогиба Западной Сибири 184

Ульянова А.В., Чертина К.Н., Асадуллина Ю.Е., Чертин В.В.

Региональные представления о литолого-фациальном строении Непско-Ботуобинской антеклизы (тэтэрсское время) 188

Храмцова А.В.

Нижнемеловые осадочные тела бровки шельфа Западной Сибири: типизация и условия формирования 191

Черешинский А.В., Крайнов А.В.

Геологическое строение и полезные ископаемые неогеновых отложений юго-восточной части Воронежской антеклизы 195

Эдер В.Г., Скоморохова А.Д., Можегова С.В.

Особенности пиритизации средневожских сланценосных отложений Русской плит 197

Яшунский Ю.В., Давыдов А.Э.

Полиминеральные биоморфозы в скелетах губок и раковинах фузулинид из стратотипа гжельского яруса в Московской области 200

Научное издание

ЭКЗОЛИТ – 2026
Собрание (научные чтения)
секции «Литология»
Московского общества испытателей природы
Москва, 21–22 мая 2026 г.

Сборник научных материалов
Под редакцией Ю. В. Ростовцевой

Отпечатано с готового оригинал-макета
Подписано в печать 05.05.2026 г.
Формат А4 (210×297 мм), 208 с. + обложка
Тираж 45 экз.

ISSN 1819–6586
<http://doi.org/10.2205/NZ-Exolith-2026>

Геофизический центр РАН
119296, Москва, ул. Молодежная, д. 3
8 495 930-0546
gcras@gcras.ru

