

МОСКОВСКОЕ ОБЩЕСТВО ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ
СЕКЦИЯ ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ
КАФЕДРА НЕФТЕГАЗОВОЙ СЕДИМЕНТОЛОГИИ
И МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА
МОСКОВСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА
ИМЕНИ М.В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ЦЕНТР РАН



ЭКЗОЛИТ – 2023

НОВАТОРСКАЯ ЛИТОЛОГИЯ ФРОЛОВА

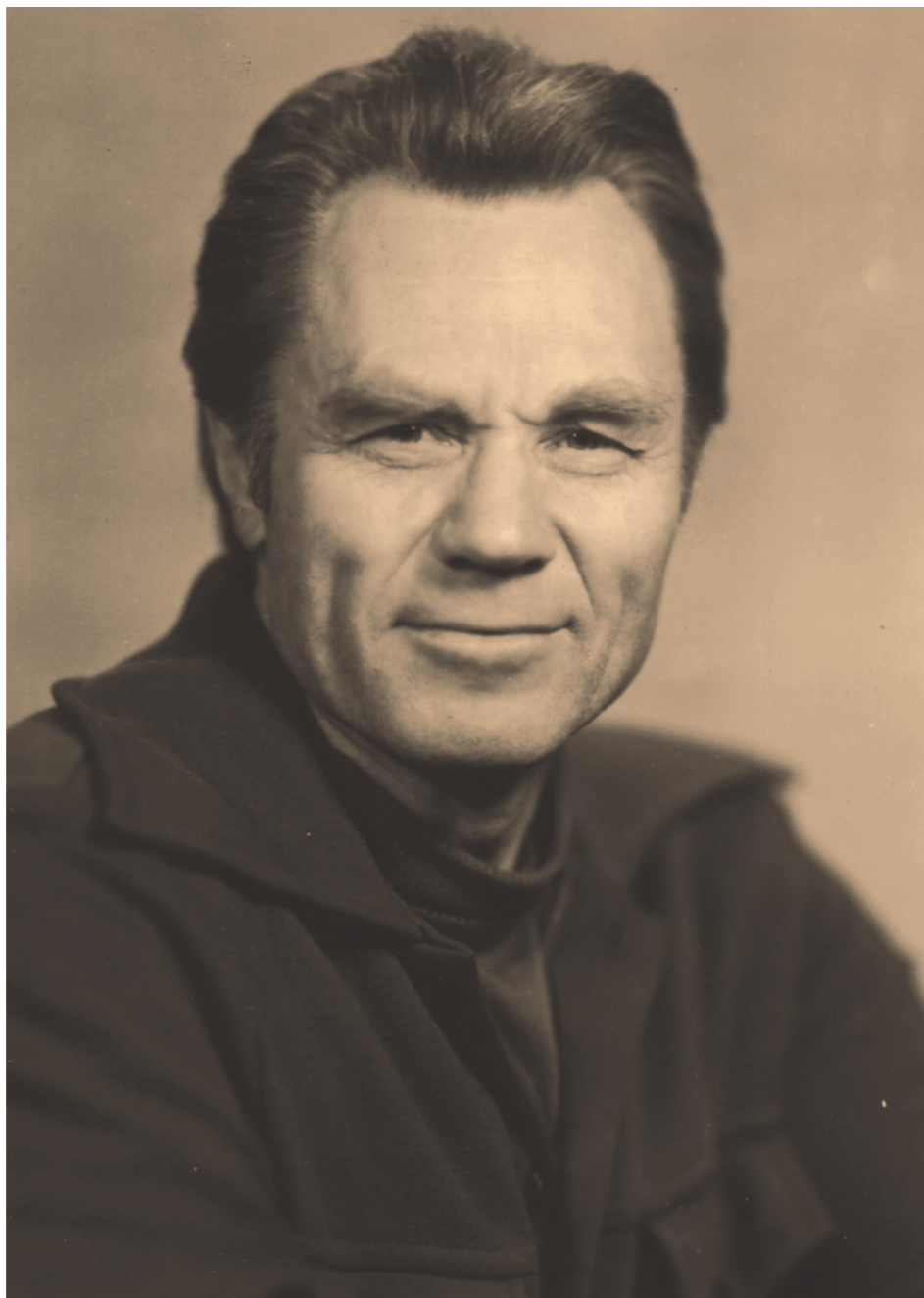
ОБЩЕЕ И ЧАСТНОЕ

Сборник научных материалов





*Столетию со дня рождения
Владимира Тихоновича Фролова
посвящается!*



(16.03.1923–10.02.2015)

*«Есть только миг между прошлым и
будущим, именно он называется жизнью!»»*

МОСКОВСКОЕ ОБЩЕСТВО ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ
СЕКЦИЯ ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ
КАФЕДРА НЕФТЕГАЗОВОЙ СЕДИМЕНТОЛОГИИ
И МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА
МОСКОВСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА
имени М. В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ЦЕНТР РАН

ЭКЗОЛИТ – 2023

НОВАТОРСКАЯ ЛИТОЛОГИЯ ФРОЛОВА: ОБЩЕЕ И ЧАСТНОЕ

ГОДИЧНОЕ СОБРАНИЕ
(научные чтения)

СЕКЦИИ ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ МОИП,
КАФЕДРЫ НЕФТЕГАЗОВОЙ СЕДИМЕНТОЛОГИИ
И МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ МГУ имени М. В. ЛОМОНОСОВА,
ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ЦЕНТРА РАН,

*посвященные 100-летию со дня рождения
Владимира Тихоновича Фролова*

Москва, 22–23 мая 2023 г.

Сборник научных материалов

Под редакцией Ю.В. Ростовцевой



МОСКВА – 2023



Организационный комитет:

Председатель: *Ю. В. Ростовцева*

Члены: *К. М. Седаева, В. М. Сорокин, Т. А. Шарданова, Е. В. Карпова, А. В. Краснова, В. Д. Немова*

Э36 **Экзолит – 2023. Новаторская литология Фролова: общее и частное** : Годичное собрание (научные чтения), посвященные 100-летию со дня рождения Владимира Тихоновича Фролова ; Москва, 22–23 мая 2023 г. : Сборник научных материалов / Секция осадочных пород МОИП, кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии МГУ имени М. В. Ломоносова, Геофизический центр РАН ; под ред. Ю. В. Ростовцевой. – Москва : МАКС Пресс, 2023. – 236 с. [+ Вкл. 2 с.]
ISBN 978-5-317-06982-7
<https://doi.org/10.29003/m3432.exolith-2023>

В сборнике представлены материалы докладов научных чтений «ЭКЗОЛИТ-2023», проводимых по тематике «Новаторская литология Фролова: общее и частное» в 2023 году, посвященным 100-летию со дня рождения Владимира Тихоновича Фролова. Рассмотрен широкий круг вопросов, касающихся решения теоретических и практических задач литологии – фундаментального раздела геологии.

Сборник представляет интерес для специалистов разных направлений, занимающихся комплексными исследованиями строения верхней части литосферы, а также вопросами всестороннего анализа экзолитов.

Ключевые слова: основы литологии, результаты исследований, осадочные комплексы фанерозоя, генетический и стадийный анализы, обстановки седиментации, палеогеографические реконструкции.

УДК 55
ББК 26.3

Exolith – 2023. Frolov’s pioneer lithology: General and Details: Annual meeting (scientific readings) dedicated to the 100-th anniversary of the birth of PhD Vladimir T. Frolov, Moscow, May 22–23, 2023: collection of scientific materials. – Moscow: MAKS Press, 2023. – 236 p. [+ Ins. 2 p.]

ISBN 978-5-317-06982-7
<https://doi.org/10.29003/m3432.exolith-2023>

The collection contains materials of the reports of the scientific readings «Exolith – 2023», held on the subject «Frolov’s pioneer lithology: General and Details» and dedicated to the 100-th anniversary of the birth of PhD Vladimir T. Frolov. There are a wide range of issues related to the research of sedimentary rocks.

The collection of the 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.

Key words: fundamentals of lithology, research results, Phanerozoic sedimentary complexes, methods for studying sedimentary rocks, genetic and stage analyzes, depositional environments, paleogeographic reconstructions.

ПРОГРАММА

Годичного собрания (научных чтений) секции осадочные породы МОИП
и кафедры нефтегазовой седиментологии и морской геологии
МГУ имени М. В. Ломоносова, ГЦ РАН
ЭКЗОЛИТ-2023

Аудитория Геологического факультета МГУ имени М. В. Ломоносова
(общий сбор около аудитории 611)

22 мая 2023 г.

Регистрация участников научных чтений, начало в 9.30

Утреннее заседание (очно и дистанционно по Zoom)

10.00–10.20

Вступительное слово Оргкомитета и В. Г. Кузнецова. Владимир Тихонович Фролов: ученый и педагог.

10.20–10.40

Белая Н.И. Отражение учения В. Т. Фролова в экспозициях музея Землеведения МГУ.

10.40–11.00

Янина Т.А., Сорокин В.М., Семиколенных Д.В. Каспийская малакофауна в верхнечетвертичных карангатских отложениях Черного моря.

11.00–11.20

Левитан М.А., Сыромятников К.В. О среднем химическом составе плейстоценовых отложений Индийского океана.

11.20–11.40

Савко А.Д., Овчинникова М.Ю. Эволюционные аспекты железнакопления в докембрии.

11.40–12.00

Вишневская В.С. Мел-палеогеновые «кальцисферовые» известняки Крым-Кавказского региона и методы их исследования.

12.00–12.20

Крайнов А.В. Генетические типы керамических глин Воронежской антеклизы.

12.20–12.40

Дронов А.В. Осадочные секвенции и колебания уровня моря в ордовике: региональный и глобальный аспекты.

12.40–13.00

Леонов М.Г. Коралловые острова в море и на суше: строение и механизм формирования.

13.00–14.00 Перерыв

Вечернее заседание

14.00–14.20

Тугарова М.А. Вторичные процессы в мезозойских обломочных породах Западной Сибири.

14.20–14.40

Кольчугин А.Н., Морозов В.П., Хаюзкин А.С., Ескин А.А., Захарова Н.С. Особенности седиментогенеза нефтеносных отложений турнейского яруса юго-востока Татарстана.

14.40–15.00

Рахимова Е.В., Агафонова Г.В. Карбонатные породы ниже-среднекаменноугольного карбонатного комплекса юго-востока Самарской области.

15.00–15.20

Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Артюшкова О.В., Сагдеева Н.С. Доманикиты в живецких отложениях юго-запада Восточно-Оренбургского сводового поднятия.

15.20–15.40

Юшин К.И., Межеловская С.В., Межеловский А.Д. Петрографические и геохимические особенности базальных горизонтов сумийского и ятулийского надгоризонтов Балтийского щита.

15.40–16.00

Немова В.Д. Многоуровневая литогенетическая классификация отложений как инструмент увязки разномасштабных геолого-геофизических данных.

16.00–16.20

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).

16.20–16.40

Фокин П.А., Латыпова М.Р., Федяевский А.Г., Чуркина В.В., Коточкова Ю.А., Гатовский Ю.А., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А., Шадчнев Н.А., Буткеев А.С., Соклаков И.Б. Деформационные мезоструктуры осадка в породах аномального разреза баженовской свиты на севере Западной Сибири как показатели комбинированного механизма его формирования.

16.40–17.00

Кудаманов А.И., Карих Т.М., Гладышев А.А. К вопросу о фрактальности природных объектов на примере верхнего мела (над сеноманом) Западной Сибири.

17.00–17.20

Оленова К.Ю., Агаханова В.А., Ваганова А.А. Пустотное пространство глендолитов в среднеюрских-нижнемеловых отложениях в разрезе параметрической скважины Новоякимовская 1 (Западный Таймыр).

17.20–17.40

Пустыльников В.В. Состав и строение доюрского комплекса, вскрытого скважиной Заозерная 1 (ХМАО-ЮГРА).

17.40–18.00

Стукалова И.Е., Наугольных С.В., Садчикова Т.А., Чепалыга А.Л. Гагаты в отложениях средней юры Крыма (Судак): углепетрография и палеоботаника.

Обсуждение материалов докладов

Закрытие очной сессии научных чтений

23 мая 2023 г.

Утреннее заседание (очно и дистанционно по Zoom)

10.00–10.20

Ахманов Г.Г., Немченко Н.В., Соловьева М.А., Хлыстов О.М. Литология верхнечетвертичных отложений глубоководных частей впадин озера Байкал (по результатам экспедиций CLASS@BAIKAL 2014–2022 годов)

10.20–10.40

Новигатский А.Н. Пыль планеты – история океана (рассеянные и концентрированные формы осадочного вещества в океанах и морях: методы изучения).

10.40–11.00

Рейхард Л.Е., Новигатский А.Н., Козина Н.В., Филиппов А.С., Стародымова Д.П., Гордеев В.В., Беляев Н.А., Политова Н.В., Коченкова А.И., Рейхард А.Г., Марданян И.Ю. Генетические характеристики и особенности распределения максимальных содержаний рудных и нерудных элементов в железомарганцевых конкрециях из разных районов Арктики.

11.00–11.20

Найдина О.Д. Шельфовые осадки Восточно-Сибирской Арктики и условия седиментации в голоцене по микропалеонтологическим данным.

11.20–11.40

Тесакова Е.М. Оценка относительной палеоглубины по остракодам методом глазных бугорков.

11.40–12.00

Сагдеева Н.С. Литологическая характеристика отложений калганской толщи Восточно-Оренбургского сводового поднятия.

12.00–12.20

Яковишина Е.В., Бордунов С.И., Копаевич Л.Ф. Особенности карбонатной седиментации верхнетурон-коньякских отложений Восточного Перитетиса.

12.20–12.40

Газале Рама, Казимиров Е.Т. Первично доломитовый строматолит из среднетриасовой формации Куррачайн-доломит Пальмирского бассейна Сирии.

12.40–13.00

Свиточ А.А., Макшаев Р.Р., Клювиткина Т.С., Бердникова А.А. К вопросу о гирканских отложениях Нижней Волги.

13.00–14.00 Перерыв

Вечернее заседание

14.00–14.20

Крылов И.О., Лыков Н.А. Роль палеозойских отложений в образовании месторождений Норильской металлогенической провинции.

14.20–14.40

Сащенко А.В., Тарханова Г.А. Связь урановой минерализации и углефицированного растительного детрита на ранних стадиях литогенеза на палеодолинных месторождениях Забакалья.

14.40–15.00

Черешинский А.В. Характеристика минералов-индикаторов кимберлитов из палеогеновых и неогеновых образований Воронежской антеклизы.

15.00–15.20

Титов Ю.В., Павленко К.В. К вопросу о структурно-генетических особенностях нижнемеловых отложений Пяяхино-Хальмерпаютиского вала.

15.20–15.40

Яковишин С.Ю. Условия осадконакопления нижнемеловых комплексов Северо-Западного Кавказа.

15.40–16.00

Хомяк А.Н., Белохин В.С. Особенности расчета пористости пород коллекторов по шлифам (терригенные породы).

16.00–16.20

Латыпова М.Р., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А., Гусев А.В. Позднеюрские микробиальные карбонаты Западной Сибири как важный стратиграфический маркер мелководных обстановок осадконакопления.

16.20–16.40

Чуркина В.В., Мозговой А.С., Егорова А.Д., Калмыков Г.А. Влияние вторичных преобразований терригенных коллекторов нефти и газа на петрофизические свойства пород на примере нижнемеловых отложений Северного Каспия.

16.40–17.00

Бакай Е.К., Шарданова Т.А., Карпова Е.В. Влияние седиментационных и постседиментационных факторов на формирование ФЕС пород на примере ачимовского клиноформного комплекса Гыданского полуострова.

17.00–17.20

Заманова Е.И. Литология и условия формирования тюменской свиты Новопортовского вала.

17.20–17.40

Попков В.И., Попков И.В., Дементьева И.Е. Литология триасовых отложений северного борта Южно-Мангышлакского прогиба.

17.40–18.00

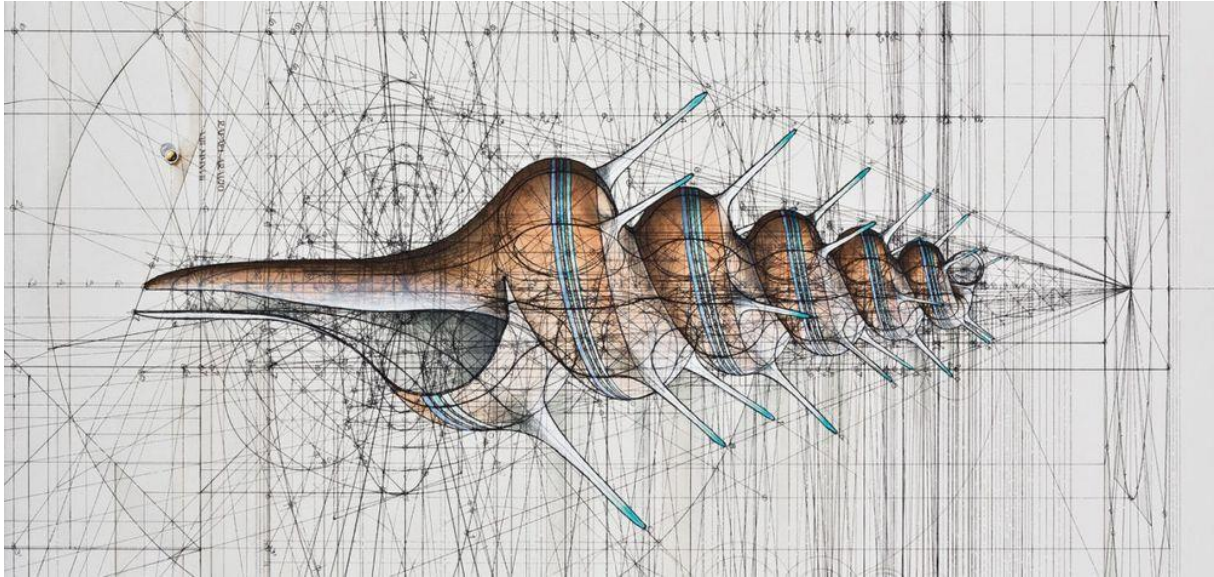
Попков И.В., Попков В.И., Пинчук Т.Н., Чаицкий В.П. Строение разреза триасовых отложений каневско-березанской структурно-фациальной зоны запада Скифской плиты.

Заккрытие сессии научных чтений

Седаева К.М. Астролитоология: осадочные образования Марса и их генетическая принадлежность (научный обзор).

Обсуждение материалов докладов

Фуршет в честь юбилея В.Т. Фролова и 40-летия со дня основания кафедры литологии и морской геологии МГУ



ЧАСТЬ ПЕРВАЯ: БЛАГОГОВЕЙНАЯ

О. В. Япаскурт

ВЛАДИМИР ТИХОНОВИЧ ФРОЛОВ

Материал перепечатан из статьи, опубликованной в
Вестн. Моск. Ун-та.
Сер. 4. Геология. 2015. № 3. С.103–104.

Владимир Тихонович родился в деревне Сухотинка (Тульская область) в крестьянской семье. Закончив с отличием сельскую среднюю школу, он в 1940 г. поступил на геолого-почвенный факультет МГУ, откуда 15 июля 1941 г. пошел добровольцем в ряды Красной армии (скрыв свой допризывной возраст). Участвовал в боях за Москву, а затем служил в погранвойсках на границе с Афганистаном.

Демобилизовавшись в 1946 г., он вернулся на геолого-почвенный факультет МГУ, который окончил с отличием в 1949 г., был рекомендован в аспирантуру, в которой проучился год, и в 1950 г. зачислен в штат кафедры исторической и региональной геологии на должность ассистента, а с 1965 по 1983 г. – доцента лаборатории литологии, которую возглавлял профессор Г. Ф. Крашенинников. Здесь В. Т. Фролов проводил лабораторные занятия со студентами многих кафедр, читал лекции, участвовал в крымских полевых геологических практиках и научных исследованиях на Северном Кавказе. В 1964 г. он опубликовал уникальное по своему долгожительству и востребованности в учебном процессе методическое пособие, по которому студенты свыше полусотни выпусков обучались и до сих пор обучаются практическим навыкам визуальной и поляризационно-микроскопической диагностики и описания множества разновидностей осадочных пород. По четкости изложения, информативности и

наглядности конкретных фактических данных эта книга пока еще не превзойдена. Успех книги был обеспечен не только педагогическим талантом ее автора, но также опытом, приобретенным в ходе интенсивной научно-исследовательской работы.

В 1969 г. В. Т. Фролов защитил кандидатскую диссертацию, в которой рассмотрены способы и условия формирования юрских отложений палеодельты и морского мелководья на юге Дагестана. Диссертация опубликована в качестве монографии (1965), в ней аргументирован методологический принцип комплексности литологических, стратиграфических и палеогеографических исследований геологического прошлого с неременным генетическим анализом природных объектов наблюдения. Этот принцип В. Т. Фролов реализовывал на во всех своих научных исследованиях разновозрастных природных комплексов – на Урале (1957–1965), Кавказе (1966–1969 и 1981–1982), в Австралии и Новой Гвинее (1970–1971), на Курильских и Командорских островах (1974–1983), в Западной Сибири (1990–1993) и в акваториях Средиземного моря и Атлантического океана (в рейсе научно-исследовательского судна по программе НИС «Московский университет – 2»). Эти работы дали богатейший опыт и обильный фактический материал для иллюстрирования учебных курсов и теоретических обобщений, которые В. Т. Фролов сформулировал на рубеже столетий и позже.

Начальной ступенью в разработке его концепций стала докторская диссертация, защищенная в 1981 г. и в несколько сокращенном варианте опубликованная в виде монографии «Генетическая типизация морских отложений» (1984).

В этой работе В. Т. Фролов предложил корректировку понятия «генетический тип (генотип) осадка» как символ способа (процесса) его формирования безотносительно к ландшафтно-климатическим условиям (обстановкам) седиментации; описаны морфологические признаки 45 конкретных генотипов (с присвоенными им наименованиями), которые ранжированы в 15 групп и 4 ряда – вулканогенно-осадочные, хемогенно-биогенные, механогенные и подводно-элювиальные образования (прежде по такому принципу отложения морского и океанского дна не типизировались никем). Предложенная В. Т. Фроловым схема по детальности и широте охвата природных процессов оказалась адекватной классическим схемам генетической типизации континентальных образований, предложенным В. И. Поповым и Е. В. Шанцером, а по числу выделяемых генотипов она даже превзошла их. Сразу после опубликования схема В. Т. Фролова была признана многими отечественными литологами, принявшими генетическую типизацию В. Т. Фролова как базовую.

В том же 1984 г., в момент создания на геологическом факультете МГУ кафедры литологии и морской геологии, В. Т. Фролов был избран по конкурсу ее профессором и принял от Г. Ф. Крашенинникова чтение полного курса лекций по литологии, увеличенного (более чем в 2 раза) и существенно переработанного по содержанию. Владимир Тихонович читал этот курс до 2009 г. включительно.

Работая над обновляемым курсом, В. Т. Фролов завершил написание своего главного монографического труда «Литология», опубликованного в трех книгах (1992, 1993 и 1995), которому свойственна энциклопедическая информативность обо всех основных и многих побочных направлениях в науке об осадочных образованиях Земли, вместе с тем в книге видна четкая авторская позиция в интерпретации изложенных сведений. Значимость этого труда В. Т. Фролова для подготовки специалистов можно уподобить известной книге Л. Б. Рухина «Основы литологии» (1953). Их принципиальная общность видится в системности рассмотрения разных уровней организации геологической материи: помимо традиционных характеристик литотипов и генотипов серьезное внимание уделяется надпородным уровням – закономерностям и причинам цикличного строения осадочных комплексов, анализу осадочных формаций применительно к палеогеографической и палеотектонической интерпретации истории формирования земной осадочной оболочки (стратисферы) и раскрытию закономерностей ее эволюции. По этим данным В. Т. Фролов разработал специализированные курсы для магистрантов «Эволюция осадочных образований в истории Земли» и «Учение о генетических осадочных формациях».

В. Т. Фролов осуществлял исследования по четырем направлениям: систематика и типизация осадочных пород и их аналогов («экзолитов»), вариант которой опубликован в совместной с профессором В. Н. Швановым и другими литологами монографии объемом почти 40 печатных листов (1998); циклический анализ в литологии (в тематических сборниках конференций в 1999, 2001 гг. и др.); развитие генетического аспекта в формационном анализе, или научного направления «формациология» (доклад на 4-м Всероссийском литологическом совещании (2006) и в брошюре о закономерностях океанообразования (совместно с Татьяной Ивановной Фроловой (2010)); философские аспекты методологии исследований («Наука геология, философский анализ», 2004). Трудолюбием и преданностью делу, доброжелательным отношением к окружающим В. Т. Фролов снискал глубокое уважение студентов и сотрудников геологического факультета и других геологических организаций.

Всю свою научную и педагогическую работу В. Т. Фролов сочетал с научно-организационной. Так, он входил в оргкомитеты Всероссийских литологических совещаний и Межведомственный литологический комитет АН СССР и РАН (1984–2011); состоял членом МОИП и редколлегии журнала этого общества, почетным членом Международной академии наук высшей школы (МАН ВШ, 1997); работал в Комиссии по истории и методологии естественных наук АН СССР (1982–1991) и др. В. Т. Фролов – был действительным членом Российской академии естественных наук (с 1992 г.), имел почетные звания «Заслуженный профессор Московского университета» (1995) и «Почетный профессор Чаньчуньского университета КНР» (1995), лауреатом премии МОИП за научные публикации.

НОВАТОРСКАЯ ЛИТОЛОГИЯ ФРОЛОВА: ОБЩЕЕ И ЧАСТНОЕ (МОСКВА, 2023)

В. Т. Фролов награжден орденом Отечественной войны, медалями «За оборону Москвы», «За победу над Германией в Великой Отечественной войне 1941–1945 гг.», «За доблестный труд. В ознаменование 100-летия со дня рождения В. И. Ленина», «Ветеран труда», медалью Г. К. Жукова (1996), серебряной медалью имени Петра I (награда РАЕН); пятью ветеранскими почетными знаками: «Победа под Москвой», «ОМСБОН», «Партизан», «Ветеран 16-й гвардейской армии», «Фронтовик 1941–1945»; восемью почетными медалями, а также почетными знаками «Отличник разведки недр» (Мингео СССР, 1982), «Победитель соцсоревнования» (1980), «Ударник 11-й пятилетки» и многими грамотами ректората МГУ имени М.В. Ломоносова.

Память о Владимире Тихоновиче навсегда сохранится у нас, его учеников и коллег.



Рисунок. Фролов Владимир Тихонович со студентами кафедры литологии и морской геологии МГУ (слева направо: Инякин Алексей, Смердчук Андрей, Хомяк Алексей, Мелехина Василисса, Кругликова Анна, Чиркина Инна), которым в последний раз читал полный курс по «Литологии» (весна 2009 г.).

Г. Л. Кириллова

**О КНИГЕ В. Т. ФРОЛОВА
«ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ»**

Материал с сокращениями перепечатан из статьи, опубликованной в Тихоокеанская геология, 1985, № 3, С. 127–128.

1. Появление книги В. Т. Фролова весьма своевременно в связи с широким размахом океанологических исследований и необходимостью обобщения и осмысления того огромного материала, который накопился в последние десятилетия.

Круг вопросов, рассмотренных в книге, довольно широк: это и принципы генетической типизации морских отложений с краткими содержательными экскурсами в историю развития генетического анализа, и новая генетическая классификация генетических типов с детальным описанием как современных, так и ископаемых морских отложений, и вопросы методики генетического, фациального, палеогеографического, формационного анализа и ряд других интересных проблем.

Особенно ценным представляется раздел, посвященный описанию конкретных генетических типов.

2. Автор методически совершенно правильно подошел к проблеме выделения литотипов и генетических типов, подчеркнув, что определение генезиса – процедура интерпретационная, а потому вероятностная. Что же касается классификации генетических типов морских отложений, то автору (как он это признает и сам) не удалось построить ее по единым признакам, и поэтому она получилась в целом несколько непоследовательной, а для вулканогенно-осадочного ряда – неполной. Классификация содержит подразделения четырех рангов: ряд, группа, подгруппа (выделяется не везде) и тип отложения. Основу ее составляют четыре равноправных ряда – вулканогенно-осадочный, хемогенно-биогенный, механогенный и подводно-элювиальный. Но поскольку они выделены по разным признакам – первые два по способу образования (происхождения), вторые два – по способу накопления, то два последних являются более общими по отношению к двум первым. В связи с этим автор вынужден некоторые генетические типы повторять в классификации трижды, например западинно-шельфовые, а с другой стороны, эти типы (да практически и большинство их, выделенных для механогенного и подводно-элювиального ряда) ему необходимо повторять для вулканогенно-осадочного и хемогенно-биогенного ряда.

Трудности в составлении классификации генетических типов морских отложений объясняются отсутствием хорошей, полной классификации по структурно-вещественным признакам, собственным признакам морских отложений, которая могла бы послужить основой для типизации и систематизации по генетическим признакам.

Нет сомнений, что генетическое направление, основанное на способе накопления отложений, надо развивать, поскольку оно призвано объединять и взаимно обогащать континентальные и морские исследования.

3. Автору, несомненно, удалось разделы, касающиеся методики общего генетического, фациального, палеогеографического анализа. Им приведены последовательность операций в этих видах анализов, перечень результирующих карт, профилей. Эти разделы вполне отвечают требованиям методических пособий и принесут большую пользу занимающимся подобными исследованиями.

Заканчивается книга, разделом, посвященным основам формационного анализа.

4. Важно и то, что книга основана большей частью на отечественном материале, что является весомым вкладом в мировую науку, поскольку в недавно вышедших книгах

зарубежных авторов, посвященных подобным вопросам (Г. Э. Рейнек, И. Б. Сингх «Обстановки терригенного осадконакопления», Э. Хэллем «Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность» и др.), данные по современным и древним обстановкам осадконакопления в пределах Советского Союза практически не использованы. Книга эта, несомненно, пионерная, и нельзя не оценить ее новаторский, перспективный характер. Ведь будущее нашей планеты связано с изучением океана, его осадков и связанных с ними минеральных ресурсов. А это даст ключ к разгадке развития Земли в прошлые эпохи.

В. Г. Кузнецов

О КНИГЕ В. Т. ФРОЛОВА «ЛИТОЛОГИЯ»

Материал с сокращениями перепечатан из статьи, опубликованной в Бюл. МОИП. Отд. Геол., 1993, Т. 68, Вып. 6, С. 99–103.

1. Несмотря на все возрастающие сложности с публикацией научной и учебной литературы, последние годы отмечены появлением серии учебных пособий по литологии, что свидетельствует о важности этой отрасли знаний как в геологии вообще, так и в нефтегазовой геологии в частности. О значении литологии в современном мире свидетельствуют и многочисленные учебные пособия, опубликованные в последние годы за рубежом. Из приведенного далеко не полного списка специального рассмотрения заслуживает книга В. Т. Фролова и не столько как наиболее позднее издание, но прежде всего как самое обстоятельное со времен известной книги Л. Б. Рухина изложение этой науки.

2. В этом плане можно отметить три принципиально важные особенности книги В. Т. Фролова.

Прежде всего ее отличают системность подхода, осознание и четкое отражение иерархичности объектов исследования. Пожалуй, впервые в учебной литературе по литологии столь четко разделяются осадки (породы) и отложения как определенные закономерные ассоциации пород, причем, может быть, и одного или близких петрографических типов.

3. Книгу отличает ярко выраженная позиция автора. Это не сухая сводка устоявшихся и более-менее общепринятых положений и выводов, а постоянное активное обоснование мнения автора. Важно, что это именно обоснование, а не изложение как бы уже узаконенных выводов. Практически во всех случаях, рассматривается ли определение осадочной породы, или их классификация, понятие выветривания или терминологии слоистости, В. Т. Фролов приводит мнения ряда авторов, критически обсуждает их и обосновывает свое. Это заставляет студента сопоставлять материал, обдумывать разные варианты, выбирать и принимать ту или иную концепцию или

вырабатывать свою, а не механически усваивать очередную истину в последней инстанции.

Необычным, наконец, является порядок описания осадочных пород. Авторы всех учебников и учебных пособий начинают характеристику главных типов пород с обломочных, а завершают хемогенными и органогенными. В. Т. Фролов считает обломочные породы самыми сложными и полагает методически более правильным начинать изучение с относительно простых, поэтому уже в этом томе приводится описание силицитов.

Не ставя под сомнение общий высокий научный и методический уровень рецензируемого учебного пособия, нельзя не сделать и ряд замечаний, может быть, частных или даже редакционных.

Начать, видимо, следует с самого определения осадочных пород. «Итак, осадочными следует считать горные породы минерального или органического состава». Сразу возникает два вопроса. Могут ли горные породы вообще быть не «минерального или органического состава», т. е. никакого? Вопрос скорее риторический, и тогда следовало бы еще более упростить определение, убрав слова, касающегося состава.

4. Речь идет о том, что, по мнению В. Т. Фролова, существуют породы, образовавшиеся без мобилизации вещества и его переноса, а по некоторым фразам даже без стадии седиментации – биорифы, угли и т. д. Эти утверждения можно принять лишь как недоразумение. Действительно, в отличие от обломочных пород, где источник сноса и пути переноса в большинстве случаев удается с той или иной степенью достоверности реконструировать или хотя бы предполагать, для пород хемогенного и органогенного происхождения они далеко не очевидны, но также необходимы. Так, для образования карбонатных пород рифа необходимо наличие в воде кальция и углекислоты. Точно также же организмы-растения усваивают углекислоту из атмосферы и воду, продуцируют органические вещества, которые, захороняясь в месте произрастания растений, фоссилизуются и образуют автохтонные угли. В обоих случаях вещество где-то мобилизуется, как-то переносится и затем биогенным путем переводится в осадок (принципиально не важно) рыхлый или твердый.

5. Н. М. Страхов, так много внесший в проблему изучения диагенеза, признавал, что используемое им толкование диагенеза (а оно в модифицированном виде воспроизведено в рецензируемом пособии на с. 195–196) «было предложено в 1940 г. Л. В. Пустоваловым». Видимо, в учебном пособии, адресованном прежде всего студентам, это следовало бы отразить, ни в малейшей мере, не умаляя огромных заслуг Н. М. Страхова.

6. Книга предназначена именно для пытливых, интересующихся наукой студентов, тех, кто после окончания высшей школы сможет плодотворно работать, не будучи скованными никакими догматическими рамками, т. е. тех, кто и нужен в условиях

свободного, не связанного инструкциями развития науки и экономики. Ее с пользой для себя прочтут и опытные специалисты-литологи.

А. С. Щербаков

**ПРЕДИСЛОВИЕ К КНИГЕ В. Т. ФРОЛОВА
«НАУКА ГЕОЛОГИЯ – ФИЛОСОФСКИЙ АНАЛИЗ»**

Материал с сокращениями перепечатан из статьи, опубликованной в
Отечественная геология, 2005, № 2, С. 70–71.

1. В наше время геология переживает сложный этап своей истории Экспансия позитивизма и упрощенчества оживила давно беспокоившие российских геологов и философов вопросы: почему в геологии нет или мало строгих законов и разработанных теорий и по какому пути ей развиваться, чтобы, в частности, наиболее полно и правильно использовать информацию. В ответах геологи все сильнее и четче поляризовались на традиционалистов и новаторов, и конкретно-научные споры перестали в постановку более общего вопроса: что такое наука геология и должна ли она равняться на точные или фундаментально-вещественные науки или это путь не магистральный, и геология – наука иного типа. Книга весьма основательно дает ответы на эти вопросы. обстоятельный анализ геологических законов и теорий (гл. 2,3) приводит автора к выводу: основная причина теоретического «отставания» геологии от точных наук коренится вовсе не в гносеологии, а в онтологии, в специфике объекта и предмета геологии и в историческом характере науки.

Пафос всего исследования – выяснение того, что невысокая номологическая и прагматическая ценность геологических законов и теорий объясняется отнюдь не эмпирически-детским уровнем геологии, не слабой гносеологией, а историческим характером науки, необычайной сложностью и многофакторностью объекта геологии, неполнотой геологической летописи и нелинейностью геоисторического процесса. Неуниверсальность, узость сферы действия законов и теорий в геологии – вполне естественное явление. Ввиду недетерминированной природы законов как опорных точек теорий они имеют и всегда будут иметь вероятностный характер и проявляться в форме эмпирических обобщений.

Обращает на себя внимание логика изложения материала. В тексте изначально – и это новация – дается весь комплекс геологических дисциплин – структурное древо геологии как таковой. Затем дан анализ наук основного ствола, потом – его «ветвей» и «подлеска», который, впрочем, детально не рассматривается. Акцент делается на предмете обеспеченности наук онтологическими законами и теориями и истинности их, для чего вводится понятие онтологического теоретического потенциала науки. Энциклопедический обзор идет от вещественных фундаментальных наук к

историческим, во многом надстроечным, и он позволяет геологам видеть собственный предмет со стороны.

Проделанный автором объективный предметный критический анализ основных законов и теорий наук разного уровня не закрыт, читатель приглашается дополнять и исправлять данные в книге характеристики и понимания. Для удобства и выразительности анализа столь протяженной многоуровневой иерархии геологии (от кристаллографии до тектоники и геологии) автор предложил оригинальный цифровой (в баллах и процентах) способ выражения онтологической теоретичности каждой науки основного ствола, а также противоположную сторону наук – их историчность (интерпретационность, вероятность законов и теорий), но уже «антибаллами» и отвечающими им процентами. Количественный подход, даже такой приблизительный, вносит определенность в науковедческий анализ и может служить основой дискуссий и выработки более строгих оценок теоретического потенциала наук. Новации этим не исчерпываются.

2. Книга выгодно отличается оригинальностью исследовательских поворотов, свежестью мысли и эмоциональным накалом – отличное методологическое пособие геологам и философам и всем естественникам. Высокий научный уровень исследования заставляет адресовать монографию аспирантам и магистрантам геологических и географических факультетов вузов. Но главные ее читатели – научные работники, геологи-практики и другие натуралисты, философы и историки.

Н. И. Белая

Учебно-научный Музей землеведения МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва

ОТРАЖЕНИЕ УЧЕНИЯ В. Т. ФРОЛОВА В ЭКСПОЗИЦИЯХ МУЗЕЯ ЗЕМЛЕВЕДЕНИЯ МГУ

В 2005 г. Музей землеведения МГУ приступил к созданию в зале «Горные породы» раздела, посвященного осадочным породам, которого не было. Убеждать противников включения осадочных пород (ОП) в экспозицию пришлось долго. Многие геологи придерживались старых представлений о том, что осадочные породы продукт экзогенных процессов (что справедливо лишь для верхней толщи осадочной оболочки) и их место в музее в отделе экзогенные процессы. Приводились доводы, что осадочные породы есть на каждом из 5 этажей музея и в целом их гораздо больше, чем пород других типов. Но поскольку в зале «Горные породы» проходили занятия студентов почвоведов и географов, включавшие изучение всех типов пород, удалось доказать, что должны быть не только образцы, но и базовая информация и классификации для всех типов без исключения. В итоге создание экспозиции было поручено, как инициатору, мне, геоморфологу, выпускнице Географического факультета. Возражения, что я не

специалист по данному вопросу, во внимание приняты не были. Было заявлено, что у нас в музее вообще нет специалистов по осадочным породам.

Разработку будущего содержания экспозиции автор начала со штудирования классиков: М. С. Швецова, Л. Б. Рухина, Ф. Дж. Петтиджона, с трудами которых была поверхностно знакома в студенческие годы. Сын, студент Геологического факультета, посоветовал изучить публикации В. Т. Фролова, о которых он отзывался как об одних из лучших работ в мировой геологической литературе 2-й половины 20 века. Высоко ценил работы Фролова геоморфолог Воскресенский И. С., который читал курс «новейшие отложения» на двух кафедрах Географического факультета. Отдельные главы 3-томной монографии Фролова он включал в обязательную литературу для студентов, объясняя, что образование силицитов (кремниевых пород), процессов диагенеза и многих других тем без знакомства с трудами Фролова, они полноценно не усвоят. Когда я стала изучать монографию В. Т. Фролова, пришла к убеждению, что именно она должна стать основой будущей экспозиции, а материалы других авторов лишь дополнять ее. Неоспоримые достоинства: ясность изложения, четкая доказательная база авторских концепций и поистине всеобъемлющий охват различных аспектов учения по осадочным породам.

Сотрудник музея, доктор геол. мин. наук, Глеб Андреевич Пельмский, узнав, что мне поручено делать экспозицию по осадочным породам, рассказал, что раньше на 26 этаже в разделе экзогенные породы был стенд, автором которого был В. Т. Фролов. Позже стенд был снят, заменен информацией красочной, но более низкого научного уровня, что Г. А. Пельмский считал большой ошибкой. Глеб Андреевич принес из архива снятую, к счастью, сохранившуюся, экспозицию, предложив взять ее за основу. Содержание, я, геоморфолог, могла оценить. Это была авторская генетическая классификация осадочных отложений. Классическая по форме и подробная, но материал по другой теме и предназначен для спец. курса. Я была уверена, что в зале «Горные породы» должна быть другая классификация этого же автора – **петрографическая**, которая по содержанию и форме построена в одном ключе с представленными в зале магматическими и метаморфическими породами. В музее была учебная раздаточная коллекция осадочных пород для практических занятий студентов. Создавать коллекцию аналогичного содержания не имело смысла. В витринах можно разместить примерно такое количество образцов, как в учебных коллекциях, они не расширяли представлений студентов по осадочным породам, а могли служить только шпаргалкой при сдаче зачетов. В основе музейной коллекции должна быть только классификация Фролова и никакая другая из множества существующих.

Для экспозиции было предоставлено 2 витрины и 2 небольших стенда, к одному из них позже были добавлены 4 турникета (8 плоскостей). Осадочные породы самые сложные, и, как писал В. Т. Фролов, «одни только карбонатные породы разнообразнее, чем все магматические». В экспозициях музея, наоборот: под коллекции магматических пород отведено примерно в 10 раз больше места: 2 больших осевых витрины, в которых

помещены крупные образцы, 6 средних витрин. Площадь информационной части (стендов и др.) тоже в несколько раз больше: 4 больших и 1 небольшой стенды, 2 турникета и 13 плоскостей кассет (экспозиций 2-го плана).

Петрографическая коллекция (2 витрины). Ограниченная площадь не позволяла создать полноценную коллекцию по классификации В. Т. Фролова [1, 2]. Предстояло выбрать: создать мало представительную коллекцию, но с красивыми крупными образцами, или подобрать небольшие образцы, минимизировать размер этикеток, таким образом, увеличить информативность. Автор выбрала второй путь. При подборе образцов из Фондов музея постоянно приходилось отказываться от красивых интересных образцов, выбирая меньшие, подходящие по размеру. Коллекция является учебной, в коллекциях такого типа для магматических и метаморфических пород приводится только название образца. В музее есть более полные систематические коллекции магматических и метаморфических пород, где указан адрес, даритель или автор сборов, часто развернутое название образца. Такой возможности для осадочных пород не было. Чтобы дать более полное представление о сложности ОП, образцы в витринах были четко разделены на классы, а на задних стенках витрин для каждого класса помещены классификации из монографии В. Т. Фролова [1, 2]. В одной витрине представлены: 1) кремневые породы (силициты или кварцевые), 2) обломочные кварц-силикатного состава и 3) глины (силикаты). В другой витрине все остальные: соли – карбонаты, фосфаты, эвапориты, также каустобиолиты и руды (оксиды и гидроксиды Fe, Mg, Al).

Первый стенд «Осадочные породы» (Рисунок). Его концепция построена по В. Т. Фролову [1, 2], который также является непосредственно автором некоторых фрагментов. Второй стенд «Образование осадочных пород» отражает взгляды В. Т. Фролова [1, 3] и О. В. Япаскурта. Стенд дополняется кассетами. 4 плоскости посвящены седиментогенезу (выветривание, перенос, седиментация, формирование осадочных пород в различных климатических обстановках), представленных материалами различных авторов. Литогенезу также отведено 4 плоскости. Весь экспозиционный комплекс образования осадочных пород, его содержание и структура возникли под воздействием учения Фролова. В подписи к экспозициям указано – **научный консультант – В. Т. Фролов.**

Стенд «Осадочные породы» состоит из 2 частей: генетические компоненты и классификации осадочных пород. В первый раздел входит: 1) состав и характеристики осадочных пород, 2) визуально неразличимые генетические компоненты и 3) визуально различимые генетические компоненты. Если для магматических пород главная составная часть минералы, то для осадочных пород важнейшей составной частью, как прекрасно показал В. Т. Фролов, являются генетические компоненты. Криптомерные генетические компоненты на стенде даны в фотографиях и схемах. Фанеромерные представлены натурными образцами, которые вмонтированы в горизонтальную вставку.

НОВАТОРСКАЯ ЛИТОЛОГИЯ ФРОЛОВА: ОБЩЕЕ И ЧАСТНОЕ (МОСКВА, 2023)

Вторая часть стенда – классификации осадочных пород. Из 11 классификаций разных авторов автор отобрала три – Ф. Дж. Петтиджона, М. С. Швецова и последний вариант классификации В. Т. Фролова. Единственная логически безупречно построенная классификация. Примечательно, что в этой нелинейной схеме Фролов не только называет выделенные им классы, но и обозначает связи пород разных групп (тесные, нечастые и редкие) и вероятность образования смесей.

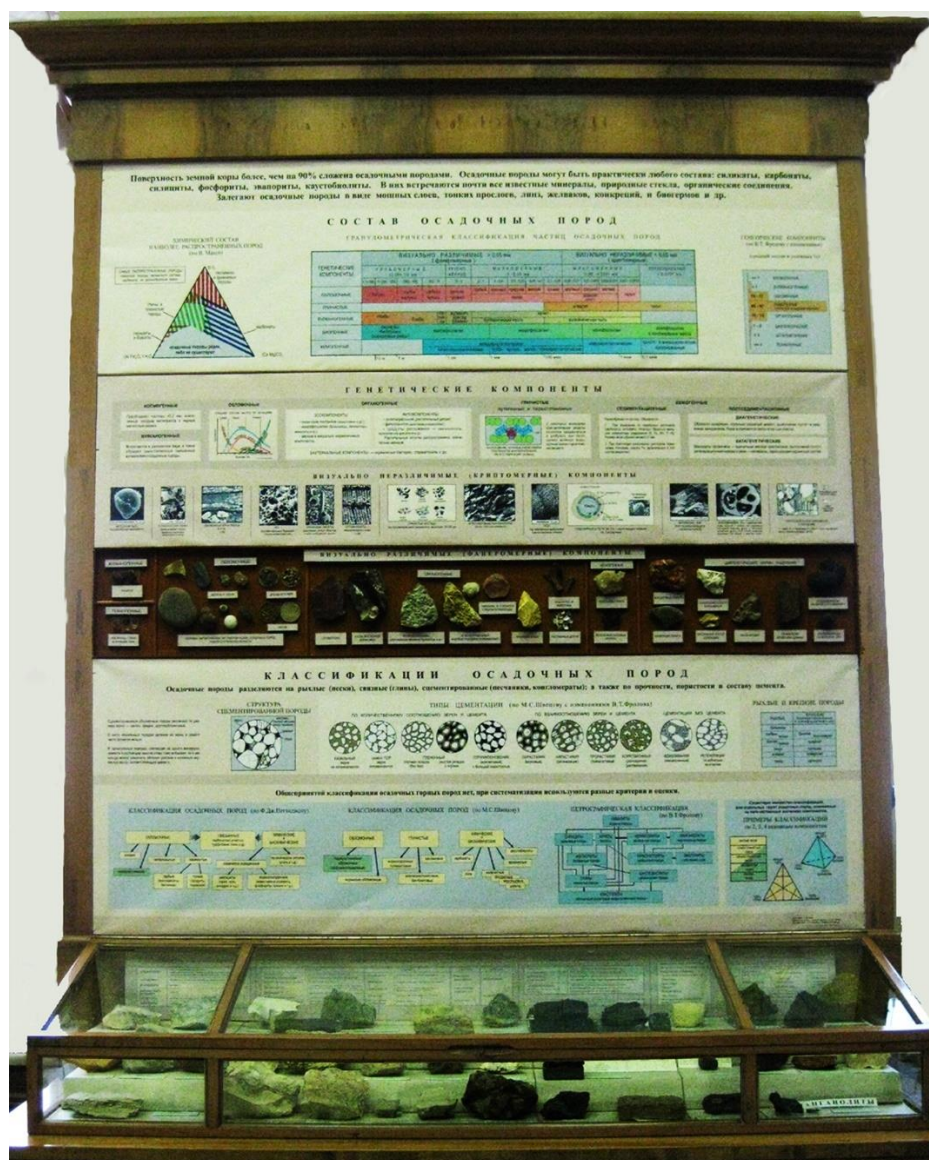


Рисунок. Стенд Осадочные породы и 1 витрина коллекции осадочных пород.
Автор Н.И. Белая, научный консультант В. Т. Фролов.

Впечатления от личных встреч с Владимиром Тихоновичем Фроловым.

У меня было только 3 встречи с Владимиром Тихоновичем, но каждую из них я запомнила. Его молчаливое одобрение для меня очень много значило. Первый раз я пришла к нему на кафедру, объяснила, что в музее будет создана новая экспозиция,

попросила посмотреть материалы и быть научным консультантом. Владимир Тихонович, задав несколько вопросов, согласился. Узнав, что я уже подготовила бумажный проект, и материалов много, предложил, что сам придет в музей, заодно посмотрит место для экспозиции. Меня поразила простота общения, свойственная только крупным личностям. Второй раз Владимир Тихонович изучал материалы. Смотрел очень тщательно, сделал несколько замечаний, я их помню до сих пор.

Третий раз Владимир Тихонович пришел в музей, где я его познакомила с бумажным проектом второго стенда «Образование осадочных пород». В основе предполагались ряды натуральных образцов пород разной степени литификации – карбонаты, глинистые, песчаники (как представители обломочных), каустобиолиты. Рядом с каждым должна быть помещена увеличенная цветная фотография шлифа. В основе заложена идея иллюстрировать натурными образцами таблицу Владимира Тихоновича, показать, например, разницу прочных осадочных пород и метаморфических. Образцы должны были дополняться различными характеристиками: изменением минерального состава, пористости и др. для каждой группы по Фролову [1]. Владимир Тихонович одобрил проект. К сожалению, во время перестройки музей потерял художников, мастеров, картонажников, все приходилось осваивать самим научным сотрудникам и инженерам. Проект осуществлен не был. Вместо образцов появился «бумажный вариант».

Однажды я узнала, что на Геологическом факультете есть удивительная семья Фроловых, муж и жена, уникальные профессора и ученые. Замечательно, что в зале «Горные породы» есть экспозиция, научным консультантом которой явился Владимир Тихонович Фролов, и в этом же зале экспозиция, по материалам Татьяны Ивановны Фроловой – 10 прекрасных по содержанию и художественному воплощению плоскостей больших кассет! Жаль, что они расположены в скрытых экспозициях (мебель-трансформеры) и их практически редко видят! Символично – в одном зале экспозиции Владимира Тихоновича и Татьяны Ивановны Фроловых!

Литература

1. Фролов В. Т. Кн.1: Учеб. пособие. – Литология // М.: Изд-во МГУ, 1992. 336 с.
2. Фролов В. Т. Кн.2: Учеб. пособие. – Литология // М.: Изд-во МГУ, 1992. 432 с.
3. Фролов В. Т. Кн.3: Учеб. пособие. – Литология // М.: Изд-во МГУ, 1995. 352 с.

С. Ю. Маленкина

МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва

В. Т. ФРОЛОВ – УЧИТЕЛЬ, КОЛЛЕГА, ДРУГ

С В. Т. Фроловым впервые я познакомилась в июле 1979 г. в стенах Московского университета в 604 комнате. Это произошло, когда я в первый раз поступала на Геологический факультет МГУ им. М. В. Ломоносова и срезалась на третьем экзамене –

физике. Это меня очень сильно расстроило. Тогда-то, после проваленного экзамена, мама и привела меня на кафедру к своим однокашникам: Александре Николаевне Волковой и Владимиру Тихоновичу Фролову умыться и успокоиться. Они напоили меня чаем и сказали, ничего страшного не произошло, что мне или надо продолжить в августе этого года поступление в другие ВУЗы (МГРИ либо Московский горный институт) с перезачетом результатов сданных экзаменов, или же пропустить год и пытаться поступать на следующий, а пока поработать у них – как раз требовалась лаборантка для подготовки и проведения учебных занятий. Я подумала и согласилась, в МГУ мне понравилось и не хотелось уже идти в другой ВУЗ. В то время Лаборатория литологии относилась к кафедре исторической и региональной геологии, возглавлял ее Григорий Федорович Крашенинников, в профессорскую квартиру которого при МГУ, на Большой Никитской, я ходила на предварительную беседу перед устройством на работу. Именно этот год работы в лаборатории, общение с увлеченными своим делом людьми (Г. Ф. Крашенинниковым, В. Т. Фроловым, А. Н. Волковой, Н. В. Ивановой, О. В. Япаскуртом, Г. М. Седаевой, Л. Г. Рекшинской и др.) и предопределил мой дальнейший выбор специализации.

Сначала надо мной взял шефство Григорий Федорович и помимо моих обычных обязанностей учебного лаборанта поручал мне также работу, связанную с освоением различных лабораторных методов исследования осадочных пород: гранулометрического анализа, иммерсионного метода (в том числе проверку жидкостей на рефрактометре), отбор зерен различных минералов под биноклем для изготовления учебных препаратов и т. п. Все это было очень интересно и познавательно. Когда я поступила на следующий год в МГУ, на первом же курсе он дал мне задание изучить и сравнить аркозовые и граувакковые песчаники Германии из его коллекции и выступить с докладом на научной конференции студентов, что я и сделала. Со своей стороны Владимир Тихонович также не оставлял меня вниманием и привлекал к различной профильной деятельности, тем более что они с моей мамой Л. Я. Плотниковой, когда-то учились вместе, и он вероятно чувствовал ответственность за меня. Кроме того, меня опекала и мамина подруга А. Н. Волкова вместе с Н. В. Ивановой. Моя мама училась в МГУ с 1944 г. и из-за болезни закончила его не в 1949 г., а в 1950 г., поэтому была связана с обоими выпусками. Среди студентов было немало бывших фронтовиков, так же, как и В. Т. Фролов, соскучившихся по мирной жизни и горевших энтузиазмом в освоении новых знаний и профессии, за ними тянулись и вчерашние школьники. Как показало будущее, среди них оказалось много выдающихся незаурядных выпускников.

Вместе с ней учились такие известные геологи как: палентолог д.г.-м.н. ГИН РАН Л. И. Алексеева, доцент МГУ Ю. С. Бородаев, профессор МГУ А. Г. Гайнанов, доцент МГУ П. Ф. Емельяненко, директор ПИН РАН Н. Н. Крамаренко, профессор МГУ, академик РАН Е. Е. Милановский, профессор МГУ О. А. Мазарович, к.г.-м.н. ПИН РАН Л. Б. Павлинова (Ильина), доцент МГУ Е. А. Победимская, доцент МГУ А. И. Пряхин,

д.г.-м.н. ВИМС профессор Г. А. Сидоренко и это только те, которые мне известны. Со многими из них она была дружна, помимо общих практик и учебы, часть из них связывало и проживание в одном общежитии на Стромынке. Все это я узнала в основном уже после своего поступления в МГУ, так как после того, как моя мама окончила университет, ее распределили в Средмаш, направили в Среднеазиатский НИИ геологии и минерального сырья для участия в решении проблемы отечественной сырьевой базы урана, и она была надолго оторвана от своих сокурсников. Там она занималась поисками и разведкой уранового сырья, в том числе и под землей, ею была написана и подготовлена к защите кандидатская диссертация по минералогии на основе сделанных открытий под руководством А. А. Саукова. К сожалению, ей не удалось защититься из-за болезни, вызванной облучением, так как после выздоровления врачи запретили ей работать с радиоактивным материалом, а из-за этого у нее забрали допуск к секретным материалам, к каковым была причислена и диссертация. Коллеги потом рассказали ей, что многие поколения исследователей пользовались ее работой. Позже она вернулась в Москву, работала в ИГЕМе, ЛОПИ и ИЛСАНе, но так и не смогла защититься из-за подорванного здоровья.

Когда я стала учиться, а особенно со второго курса, после того как появилось множество профильных предметов, я обнаружила, что часть преподавателей учили еще мою маму, другая часть училась с ней вместе, возникло некое ощущение незримой связи, преемственности поколений. Особенно это чувствуется сейчас, спустя многие годы и вместе с неотразимой притягательностью Главного здания МГУ создает своеобразную ауру манящую приходить в Alma mater снова и снова. Было конечно и более молодое поколение преподавателей, но все они воспринимались как некая достаточно дружная семья, принадлежащая определенной кафедре.

Тогда же, в 1981 году В. Т. Фролов готовил свою знаменитую докторскую диссертацию «Генетическая типизация морских отложений» [1], основанную на колоссальном фактическом материале, ему потребовалась техническая помощь и, в частности, вычитка текста и набивание его на пишущей машинке. Тут ему на помощь пришла моя мама, у которой была безупречная грамотность, необходимые знания и навыки машинистки. В. Т. Фролов подарил ей один из авторефератов с благодарственной подписью. После защиты у него появилось больше времени, он поручил мне исследовать коллекцию шлифов фосфоритов Каратау и сделать доклад об их структуре и генезисе на весенней студенческой конференции, при этом, никогда не отказывая в необходимой помощи и консультациях. Эта работа затем прошла отбор лучших студенческих работ и в дальнейшем опубликована [2]. Это была моя первая публикация, при этом она особенно пригодилась – В. Т. Фролов угадал с темой, после окончания МГУ я распределилась в Институт Литосферы АН СССР, где стала изучать фосфориты Каратау и Тянь-Шаня. В рамках учебной программы на втором курсе по литологии лекции нам читал Г. Ф. Крашенинников, а практические занятия вел В. Т. Фролов. Несмотря на

разницу подходов этих очень разных преподавателей, на мой взгляд, они прекрасно дополняли друг друга, тем более что Фролов написал отличное руководство к лабораторным занятиям 1964 г. являющееся бестселлером до сих пор. После окончания второго курса в 1982 г. Владимир Тихонович окончательно становится моим научным руководителем: он дает мне задание на Крымской практике самостоятельно изучить все горизонты, содержащие фосфориты и отобрать из них образцы. В этом мне также очень помог наш куратор группы Д. И. Панов, который показал большинство обнажений пригодных для такого изучения. Результатом этого исследования также стал доклад на конференции.

В 1983 г. после третьего курса я поехала на практику в Предкавказье и Чечню, которая стала основой для написания курсовой работы под руководством В. Т. Фролова. Сначала я ездила с Центрально-Кавказской неотектонической партией МГУ в основном по Пятигорью и Минводам, а затем уже в составе маленького отряда с В. Т. Фроловым и Г. М. Седаевой мы исследовали окрестности Кисловодска, Долину нарзанов, р. Подкумок, р. Эшкакон, затем в Чечню и до озера Казеной-Ам на границе с Дагестаном. Это было незабываемое время, где я не только насладилась красотами природы и познакомилась с уникальными геологическими объектами, но и в полной мере пообщалась со своим руководителем. Он никуда не спешил как в МГУ, его не надо было ловить в коридорах и на кафедре. Наоборот, на обнажении, это он частенько подлавливал и ставил в тупик своими неожиданными и неординарными вопросами. При этом всегда побуждал и учил мыслить: «Что Вы здесь видите?», «Как, по-вашему, это образовалось?». Ответ «не знаю» не принимался, необходимо было рассуждение и работа мысли. И так весь световой день.

Это хорошо натренировало меня и в дальнейшем, когда на 4 курсе у нас появились «Методы палеогеографии», я не боялась, как другие студенты его неожиданных вопросов и мозгового напряжения. На некоторых разрезах он, напротив, достаточно подробно разбирал некоторые особенности отложений или описывал характерные признаки.

Мы выделяли различные литотипы с подробными характеристиками, для дальнейшего генетического анализа. При этом он находился в прекрасной физической форме, несмотря на возраст, всегда бодр и свеж, удивительно быстро передвигался, невзирая на пересеченную местность, первое время я за ним не успевала. Как-то раз, обогнав меня метров на 20, он жаловался, что у него болит колено. «А Вы, почему отстаете?» – недоумевал он при этом. Запомнились некоторые его выражения. Учил, что «нельзя терять высоту», то есть передвигаться надо по возможности по одной горизонтали, а не постоянно спускаться и тут же подниматься. Очень не любил, когда оставалась недоеденной еда, например, говорил, что «надо спасать» манную кашу, которую мы не очень жаловали.



Рисунок. В. Т. Фролов. Полевые работы в 1983 г. (Кисловодск).

В конце 1983 г. произошло знаменательное событие – образование на геологическом факультете Московского университета новой кафедры литологии и морской геологии на базе лаборатории литологии кафедры исторической и региональной геологии и лаборатории морской геологии кафедры динамической геологии [3]. На эту новую кафедру брали студентов до третьего курса включительно, я была уже на четвертом, поэтому, к сожалению, не попадала туда. Поэтому перед пятым курсом кафедра исторической и региональной геологии заставила меня в 1984 г. пройти преддипломную практику в Центральном Казахстане, поскольку я не проходила настоящей практики по геологической съемке, будучи с Фроловым. Впрочем, я ни о чем не жалею, это была прекрасная практика, по которой я и написала свой диплом: «Стратиграфия и литология живет-франских отложений Шидертинской впадины». У меня было два руководителя: Б. Я. Журавлев по съемке и В. Т. Фролов по литологии. На данной территории удалось применить генетический анализ по Фролову и нарисовать подробные фациально-палеогеографические карты. Защита прошла успешно, на отлично, а тогдашний руководитель Центрально-Казахстанской экспедиции Ю. А. Зайцев очень хвалил мою работу и сказал, что ее надо обязательно опубликовать.

НОВАТОРСКАЯ ЛИТОЛОГИЯ ФРОЛОВА: ОБЩЕЕ И ЧАСТНОЕ (МОСКВА, 2023)

После окончания МГУ в 1985 г. мне удалось съездить с В. Т. Фроловым в переезд с его группой студентов с кафедры литологии и морской геологии. Поездка оказалась чрезвычайно насыщенной и полезной, царила очень доброжелательная и веселая атмосфера, погода была просто замечательной. Это – последнее наше поле.

Литература

1. Фролов В. Т. Генетическая типизация морских отложений: диссертация ... доктора геолого-минералогических наук: 04.00.01. Москва, 1981. 518 с.
2. Малёнкина С. Ю. О структуре и генезисе фосфоритов Каратау // Региональная геология СССР, вып. 8, Изд-во МГУ, 1987. С. 23–27.
3. Седаева К. М. Лаборатория литологии на кафедре исторической и региональной геологии: предыстория и развитие // Экзолит – 2020. Литологические школы России. Годичное собрание (научные чтения), посвященное 215-летию основания Московского общества испытателей природы. Москва, 25–26 мая 2020 г, MAKS Press Москва, С. 81–86.

Е. В. Карпова

МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва

ПАМЯТИ УЧИТЕЛЯ

*Ничего нет отраднее, чем занимать безмятежно
Светлые выси, умом мудрецов укрепленные прочно.*

Лукреций

Уходят лучшие поэты, уходят славные мужи...

И трудно говорить об этом, «Доколе, Господи, скажи?»

Ответ звучит не приговором: «На небесах они нужней».

Он жил без злости, без укора, творил, летал в стране идей.

Светло от памяти как в храме, и свято – с мыслями о Вас.

Ушли – Туда. Но будьте с нами

Всегда, а не в последний раз!

Е. Щербина

Прозвенел звонок. Опаздывая, стайкой подружек-второкурсниц потихоньку «втираемся» в аудиторию на первую лекцию по литологии. Взгляд на профессора: сначала беглый (можно зайти или будет сердиться?), потом с неподдельным интересом. Немного суетливый, но все равно статный старец (в 19 лет все, кто старше сорока, кажутся пожилыми, а уж седовласые постарше – совсем древними), с ниспадающими седыми локонами, казался сошедшим образом с картин К. Васильева. Ищу соответствия и с «Великаном», и с «Северной легендой» – нет, не то. Может быть глазуновский «Жрец»? Нет, Владимир Тихонович совершенно самобытный, ярко-индивидуальный образ, сочетающий былинность и современность, степенность и размеренность годов с порывистостью и искрометностью молодости. Нет утомленного от знаний и жизни взгляда, нет усталости мудреца от несовершенства окружающего мира. Живые,

смеющиеся, быстрые голубые глаза, ироничная улыбка, молодецки-встряхиваемые седые локоны и способность удивляться как ребенок; необыкновенно глубокие, энциклопедические знания, которыми настолько увлечен, что непроизвольно заражает своей верой и страстью ум и сердце любого собеседника. На перемену не пускает – не потому, что не слышит звонка, нет, он не может прервать повествования, ему чрезвычайно интересно, ему не хочется заканчивать лекцию-диалог.

Владимиру Тихоновичу около 70 лет, нам он читает лекции по литологии, проводит практические занятия и руководит литологической практикой в Крыму. Общение с ним в студенческие годы, как и много позже, не было простым и легким. Владимир Тихонович всегда встречал вопросом по геологии, всегда неоднозначным, трудным, требующим раздумий и развернутого ответа-обоснования. Стремительно мыслящий, он часто не дожидался ответа и задавал новый, или активно дискутировал со слабыми доводами. Тем не менее, сам всегда стремился дать исчерпывающую информацию на вопрос на консультации или просто при встрече в коридоре.

Образ мудреца-старца полностью исчез на Крымской литологической практике. Ежедневно повторяющийся сюжет: резво бегущий по горам Владимир Тихонович, то и дело останавливающийся в необыкновенном изумлении: «Ой – какая вещь!!! Вы видите?», и мы студенты, бредущие позади длинной редкой лентой, часто безуспешно пытающиеся понять: «Ну что такого необычного в этом разрезе?». В те годы Владимир Тихонович активно доводит до геологической общности понятие подводного выветривания, и карбонатные и глинисто-карбонатные разрезы Крыма – открытая книга по этому вопросу. Тогда, благодаря В. Т. Фролову, даже самый нерадивый студент нашей группы был научен видеть в разрезах твердое дно, биотурбацию, каменистые развалы и горизонты конденсации. На редких остановках мы быстренько усаживались в тени, а Владимир Тихонович шустрými рекогносцировочными маршрутами обегал окрестности; появляясь всегда с разных сторон, он неизменно спрашивал: «Ну что, двигаемся дальше?». В то лето он много рассказывал о работе в Австралии и других странах. В ролях показывал, как в Болгарии на центральной площади Софии им активно заинтересовалась полиция, приглашая пройти в участок. Почему? Потому что Владимир Тихонович – настоящий ученый, необыкновенно жадный до научной информации, в каком бы виде она ни была представлена, – усмотрел на отшлифованных карбонатных плитах, которыми была вымощена площадь Александра Невского, текстуры биотурбации. Через час он появился там с ведром воды и фотоаппаратом – и начал работу: поливал из ведра плиты (на влажной породе текстуры контрастнее) и фотографировал. Мы студенты, открыв рот, слушали про обычаи папуасов Новой Гвинеи, с которыми Владимир Тихонович прожил довольно долгое время. Было очень интересно.

Как в годы нашего студенчества, так и много позже, вплоть до последних лет, В. Т. Фролов всегда заставлял и учил мыслить: и на экзамене, и в обсуждении научной

проблемы и просто в разговоре. Но он любил и пошутить. На всю жизнь запомню свой экзамен по литологии. Сажусь отвечать. Владимир Тихонович, не глядя, откладывает билет в сторону и задает вопрос:

– Назовите слово с тремя буквами «о» в середине?

Мучительное молчание.

– Неужели не знаете?

От безысходности цитирую Высоцкого:

– На слово длиннее в конце пришлось три «е»...

– Да. Это хорошо. Но я просил три «о» и в середине.

Оказалось «крупнооолитовый». Еще несколько вопросов и поставил «5».

Много позже, будучи сама преподавателем, показывая студентам оолитовые карбонаты, задаю тот же вопрос. Постепенно догадываются. Один из студентов с длительной работой мысли на лице и полным отсутствием присутствия на занятии к концу семинара говорит:

– Я придумал слово с 4-мя буквами «о» в середине.

– ?

– Зооология. (Оология – наука о птичьих яйцах).

Немного искусственное, но отвечает заданным параметрам. Рассказываю Владимиру Тихоновичу, он с интересом выслушивает, удивляется, требует немедленно привести к нему этого студента, хочет с ним поговорить и сразу поставить ему «зачет».

На пятом курсе Владимир Тихонович пригласил меня и пару других студентов к себе домой. Жил он в университете, мы с удовольствием приняли его приглашение и направились в гости. Открыв дверь квартиры, мы замерли в изумлении. Такого чудовищного беспорядка я не видела никогда. Конечно, там не было грязи, пыли, небрежной посуды, разбросанных вещей и тому подобного. Там был хаос научного материала: высоченные стопки книг и учебников, стоящие прямо на полу; навстречу которым с потолка стремились десятки сохнувших фотоленок; на всех горизонтальных поверхностях лежали листы исписанной бумаги, открытые научные журналы со свежими заметками на полях; мешочки с каменным материалом. Завершала картину пишущая машинка, стоящая на круглом столе, со вставленным, наполовину напечатанным листом, клавиши которой, казалось, сами продолжали работать. Раздвигая руками, шуршащие змеи-фотоленки, спиралью свисающие с потолка, пробираемся на небольшой свободный пятачок в гостиной. Но любой хаос – это чей-то порядок. Владимир Тихонович, посмеиваясь, легко лавирует между всеми препятствиями, и уже несет нам образец горной породы с вопросом:

– Как вы думаете, что это может быть?

В. Т. Фролов любил студентов, особенно мыслящих, рассуждающих, пусть и ошибочно. Он оценивал студентов по Л. Н. Толстому: «Если хочешь быть умным, научись разумно спрашивать, внимательно слушать, спокойно отвечать и перестань

говорить, когда нечего больше сказать». Нередко лучшую оценку получал тот, кто был меньше подкован теоретически, но мог рассуждать, чем тот студент, который все выучил, но применить своих знаний не сумел. Студенты же его побаивались. Даже не столько его, сколько вопросов, которых часто не понимали. Сам Владимир Тихонович признавался: «Я люблю студентов – от них заряжаешься энергией».

Прошло много лет. И вот уже будучи коллегами, часто обращаюсь к Владимиру Тихоновичу за консультацией. Крупный ученый с энциклопедическими знаниями неизменно разрешает сомнения; его ответы-рассуждения даже на небольшие, частные вопросы нередко затягиваются на часы. Такие консультации необыкновенно полезны. Каждое его слово продумано и взвешено, его способность четко формулировать мысль, которую он сохранил до последних дней, поражает. Скрупулезно, шаг за шагом, от азов до высоких материй, он объясняет и показывает. Приводит примеры одинаковых процессов, происходящих в природе (на разных уровнях организации вещества), в обществе, культуре и политике, – действительно философский подход Владимира Тихоновича проявляется во всем. В долгих научных разговорах В. Т. Фролов всегда держал собеседника в необыкновенном мозговом напряжении, в те моменты буквально ощущалось в голове «движение мысли». При этом Владимир Тихонович – быстрый и легкий, мгновенно появляющийся и исчезающий: «Привет!», или «Ну, пока!», – говорит он и машет рукой. Передвигается стремительно, всегда заряжен положительной энергией, всегда свеж, подтянут, и со стальным стержнем внутри, присущим людям, прошедшим войну.

Зима, раннее утро. Холодно, дует пронзительный ветер, бросая в редких прохожих заряды колючего снега. Профессор бежит мелкими шагами от своего подъезда ко входу ДК МГУ. На нем лишь пиджак с запахнутыми лацканами, красно-синий мохеровый шарф и лыжная шапочка. Притормаживаю рядом:

– Владимир Тихонович, холодно, садитесь.

– А это Вы. Разве холодно? Хе-хе...

И дальше рысцой, рысцой. Как вы думаете, кто был первый на кафедре?

Его способность удивляться искренне и по-детски, его жажда нового, интересного и необычного, как это ни странно, с годами проявлялась острее. А после ухода из жизни его супруги Татьяны Ивановны Фроловой, особенно ощущался недостаток общения. Владимир Тихонович работал, в основном, дома, в этот период он передавал мне некоторые свои учебные курсы, и я время от времени бывала у него. Приглашал он всегда: и при встрече, и по телефону, и был искренне рад, когда к нему приходили. Прихожу, сажусь за стол, открываю ноутбук. Владимир Тихонович садится рядом и сразу вскакивает:

– Ой, что же я чаю не предложил?

– Владимир Тихонович, спасибо, я только из дома и через час – лекция. Давайте работать.

– Нет-нет, я сейчас.

Страшно суетится, бежит на кухню, возвращается с бутылкой вина; на столе появляется сыр, конфеты. Понимая, что отказываться просто бесчеловечно, предпринимаю последнюю попытку:

– Владимир Тихонович, может быть в другой раз, давайте работать.

Не слушает. Ищет штопор, бежит ополоснуть фужеры, разбивает один, ранит руку.

– Владимир Тихонович, ну как же так, давайте я все сделаю.

– Ну, что Вы. Ни в коем случае, Вы Гость.

Всякий раз, бывая у профессора дома, удивляюсь широте его взглядов и интересов. Показывает мне чью-то фотографию из старого журнала.

– Владимир Тихонович, я не знаю этого человека.

– Посмотрите все-таки, посмотрите...

– Правда не знаю, какой-то ученый?

– Нет конечно. Я сам не знаю, кто это. Но это неважно. Это портрет необыкновенно красивого человека.

– Ну, это субъективно.

– Нет, обратите внимание, какие у него правильные черты лица, какой мужественный подбородок, нос, а какой умный лоб! Красота – это объективно.

Спорить не имеет смысла. Тут же показывает стопку газет советской эпохи, толщиной, наверное, сантиметров 15:

– Вот что с этим делать, это вопрос...

– А что это?

– Это модель преступника.

– ???

Посмеиваясь, объясняет:

– Я много лет собирал газетные статьи о крупных преступлениях, хотел построить модель и портрет идеального преступника, чтобы легче было преступления предотвращать...

Романтик с большой буквы, душою задержавшийся в 60-х, Владимир Тихонович, доверчивый Интеллигент, несколько раз становился жертвой мошенников.

Удивляла необыкновенная начитанность В. Т. Фролова: он цитировал Пастернака, Булгакова и Лорку, был в курсе последних новинок литературы и течений в искусстве. Талантливый человек – он талантлив во всем. Владимир Тихонович стремился ко всему возвышенному: к классической музыке, к художественным ценностям, понимал архитектуру, знал историю; в черновиках неопубликованного учебника эпиграфом к главам ставил строки Библии и Корана. Дома у него было много художественных изданий – роскошные иллюстрированные альбомы художников, а также их жизнеописания, письма, многие из которых на иностранных языках,

приобретенные в советские времена за границей. Произведения скульптуры, живописи, рисунка и архитектуры были очень близки его тонкой душевной организации. Владимира Тихоновича поражали образы поздних произведений Микеланджело и Тициана – их глубина, сложность и какой-то внутренний трагизм. Он листал и показывал мне иллюстрации Клода Моне, Эдгара Дега и не уставал восхищаться легкостью импрессионизма. Творения Пикассо – в период его сюрреалистичного понимания мира – с фантастикой абсурда и парадоксальных сочетаний также были интересны Владимиру Тихоновичу. Он бережно, как ребенка, держал в руках эти альбомы, протягивая, говорил: «Возьмите себе, пожалуйста, как бы потом не пропали...»

В один из последних моих визитов Владимир Тихонович был немногословным и спокойным. Работали некоторое время, потом сам признался: «Устал». Встал, подошел к окну. Долго смотрел вдаль и молчал:

– Знаете, я последнее время все чаще размышляю о сущности Бога.

Ему оставалось жить совсем немного.

Светлая память.

Владимир Тихонович всегда будет для нас Учителем и видным ученым, а также человеком высоких душевных и этических качеств.

Ю. В. Ростовцева^{1,2}

¹*ГЦ РАН, г. Москва*

²*МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва*

ФРОЛОВ ВЛАДИМИР ТИХОНОВИЧ: ВЫДАЮЩИЙСЯ УЧЕНЫЙ И ПЕДАГОГ

Кто для меня Владимир Тихонович Фролов? Конечно же, целая вселенная, выдающийся ученый и философ, любимый учитель и просто «гуру». Мне повезло, как представителю второго выпуска и сотруднице кафедры, мое знакомство с ним длилось более 30 лет (большая часть из них прошла в аудитории 606 за соседними рабочими столами). Помню, как студентами на лекциях смотрели на него с замороженными глазами. Думали мы – вот он один из титанов! Владимир Тихонович умел открывать перед нами научные миры, задавая непростые вопросы, мыслил неординарно, напористо и масштабно!

У него был особый талант прививать интерес к научным исследованиям через литологию, которую он считал наукой парадоксов, а также неотъемлемой и важной частью геологии. Увлекая всех своим нестандартным мышлением, он как бы приглашал нас «докопаться» до истины, увидеть самые простые вещи по-иному, рассуждать, освобождая сознание от догм. Важной вехой был выход трехтомника «Литология» – его научного завещания (литологической Библии для МГУ и не только), в котором отчетливо прослеживаются интонации его рассуждений и откровений.

НОВАТОРСКАЯ ЛИТОЛОГИЯ ФРОЛОВА: ОБЩЕЕ И ЧАСТНОЕ (МОСКВА, 2023)

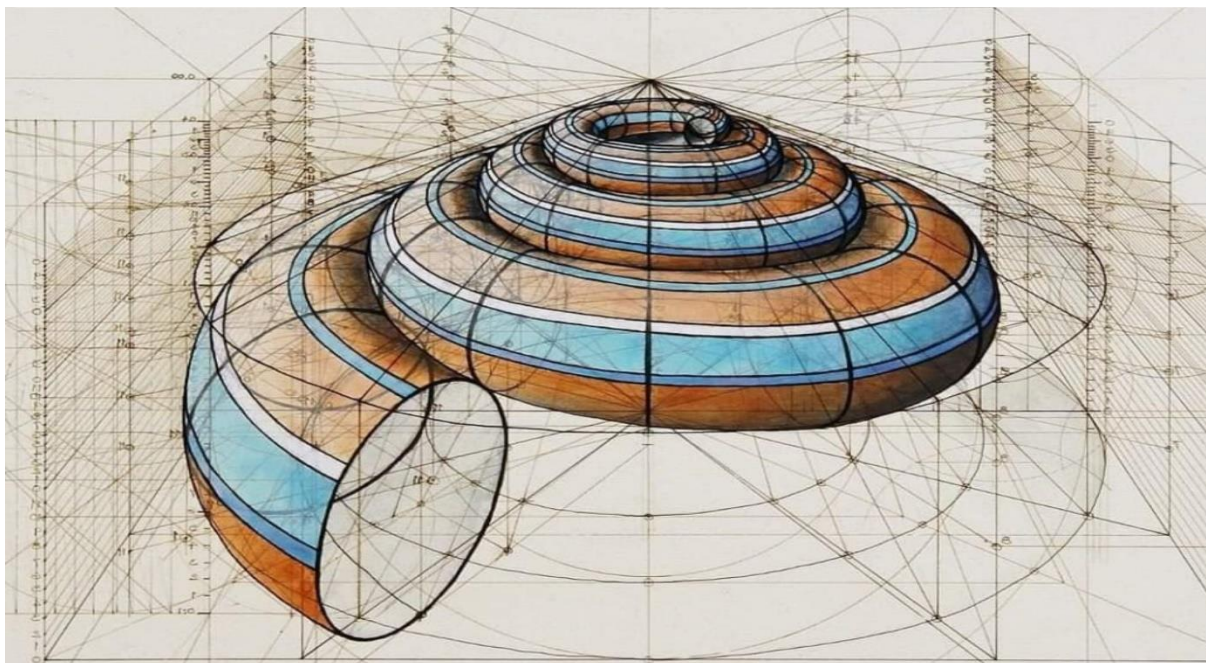
Один раз на занятиях он спросил нас, что важнее «форма» или «содержание». У нас тогда не было сомнений, конечно же, «содержание»! Владимир Тихонович посмотрел на нас с улыбкой и сказал – однозначно же «форма», что было совсем неожиданно. Долгое время я не соглашалась с такой его точкой зрения. Теперь спустя годы, возвращаясь к этому разговору, понимаю, почему такой важной является именно «форма», так как «иметь форму», «быть в форме» или «держат форму» порой большой труд, который может определять (*формировать*) «содержание»!

Он любил говорить, что когда литолог затрудняется объяснить что-то в действии экзогенных процессов, он сразу прибегает к влиянию тектоники, обращая внимание на то, что часто это бывает, скорее всего, от бессилия, чем от понимания правильности найденного решения на поставленные природой вопросы.

До конца своих дней Владимир Тихонович оставался открытым, неравнодушным, любознательным ко всему человеком и глубоким мыслителем! Вспоминая его, всегда хочется улыбнуться, ощущая радость от того, что такой человек жил и творил на Земле!



Рисунок. Флешмоб, организованный кафедрой нефтегазовой седиментологии и морской геологии МГУ имени М. В. Ломоносова 16 марта 2023 г., посвященный 100-летию со дня рождения Владимира Тихоновича Фролова.



ЧАСТЬ ВТОРАЯ: ВЛАДИМИР ТИХОНОВИЧ ФРОЛОВ О СВОЕМ УЧИТЕЛЕ

В. Т. Фролов

Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ – ПЕДАГОГ, ГЕОЛОГ И ЧЕЛОВЕК

Материал перепечатан из статьи, опубликованной в
Литология и геология горючих ископаемых:
Межвуз. науч. темат. сб., 2009, Вып. III (19), С. 200–208.

1. Профессор Григорий Федорович Крашенинников – университетский отец многих литологов и геологов. Его лекции слушались внимательно, и материал в основном запоминался, не так, как мои лекции в последние годы. Много лет я разгадывал секрет его успеха, два раза прослушав курс литологии, как студент и преподаватель. Более вероятное объяснение сводится к тому, что он во многом был на уровне студентов и не давил объемом и сложностью информации, предпочитая ее всесторонне освещать, высвечивая, но не сильно подчеркивая, методическую сторону – как получилась информация или как надо ее получать, если такой вопрос возникал. При этом его тон выдавал неподдельную личную заинтересованность именно в сию минуту, что захватывало и студентов, и они вместе со своим маститым, но по духу почти одновозрастным коллегой (забывалась разница лет и опыта) разгадывали вечные загадки геологии, учились и запоминали. Он любил темы и положения литологии давать на материалах Буреинского бассейна, расположенного на Дальнем Востоке, и Челябинского грабена (восточный Урал), а потом и Донбасса, где он работал в поле и

НОВАТОРСКАЯ ЛИТОЛОГИЯ ФРОЛОВА: ОБЩЕЕ И ЧАСТНОЕ (МОСКВА, 2023)

добился существенных результатов. Его манера говорить была спокойной, простой и интеллигентной, что тоже привлекало слушателей. Таким он был и в поле.

Я до последнего времени задавался вопросом: а когда же и как студенты будут углубляться и осваивать злободневные проблемы науки? Тогдашние больше читали, в основном в библиотеках и читальных залах, тем самым дополняя лекционный материал. Да и на лекциях они задавали больше вопросов, чем нынешние студенты. Кто виноват в пассивности студентов XX века: лекторы или слушатели? Оставим вопрос без ответа, обратимся к «виновнику» статьи. В своих лекциях он предстает не мудрецом и не глубоко- и много знающим ученым, а молодым человеком, по-студенчески (если не по-детски) свежо, увлеченно и образно воспринимающим мир, в данном случае геологический, избегая сложностей и многословности («многотерминности»). Это прослеживается и в его научном инструментарии и методологии.

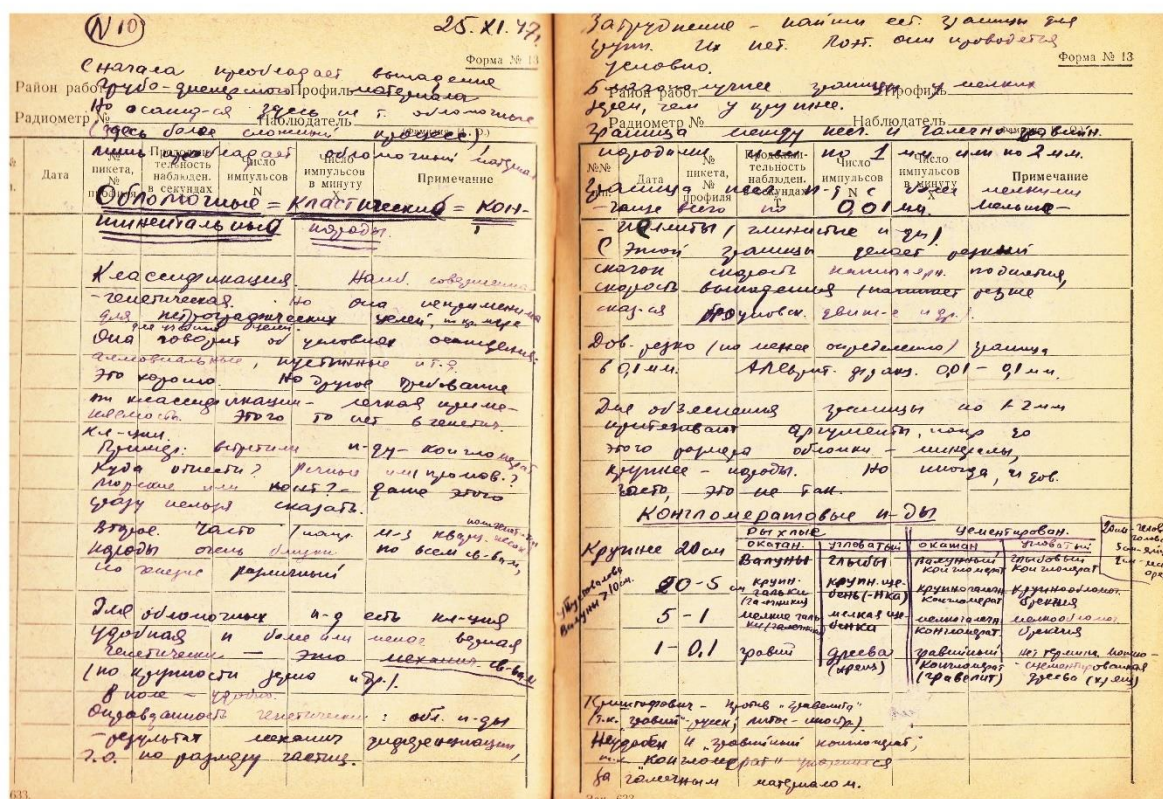


Рисунок. Записи В. Т. Фролова лекций по курсу «Литология», читаемых профессором Г. Ф. Крашенинниковым на геологическом факультете МГУ в 1947 году.

3. Г. Ф. Крашенинников стремился все стороны происхождения вложить в «фацию», перегружая ее многомысленным содержанием, что обесценивало это фундаментальное понятие. Я пытался спорить с учителем – безрезультатно. А когда три геолога первой величины Г. Ф. Крашенинников, А. Б. Ронов и В. Е. Хаин опубликовали статью, прославляющую фацию за ее всеотражающую широту, я не выдержал и ответил

развернутой критикой, предварительно ознакомив Григория Федоровича. Он защищался основательно. Входя в комнату с толстым томом, он обычно провозглашал: «Вот какую бомбу несу под Фролова». Я отвечал в том же духе. Он опубликовал три статьи. Я хотел отвечать на каждую, но зав. кафедрой А. А. Богданов, махнув рукой «не стоит», «пусть бэби тешится», и в утешение и поддержку отдал мне факсимильное воспроизведение первой части труда Грессли о фациях 1838 г., которое ему подарили геологи в США. Он, как и Шатский, Херасков, Шанцер и геологи-съемщики, не отступал от Грессли, не принимал не только много-, но и двусмысленного (условия и процесс) содержания фации, понимая, что с нею может случиться то, что случилось с формацией. С Григорием Федоровичем мы остались в хороших отношениях.

2. Г. Ф. Крашенинников остается крупным, всероссийски и всесоюзно известным геологом, и поэтому его ошибки и достоинства поучительны почти на полсвета. У него не было даже слабых следов догматизма, он откликнулся на все новое, хотя не сразу и не всегда ему следовал, а долго присматривался, сохраняя небольшую дозу консерватизма. Он нацело лишен чванства, к любому человеку относился уважительно, как равному себе, – и в этом проявились его аристократизм и интеллигентность. Он не навязывал свою точку зрения, был терпимым к инакомыслию даже в своей группе. Я ему благодарен за полную свободу выбора и творения своей методики литогенетического анализа, хотя сначала я был обижен на него за отказ от обещанной поездки со мной в 1953 г. в мой Дагестан, чтобы помочь мне на обнажениях разобраться, почему у меня не получается с методикой геологов-угольщиков. Объяснений он не дал, сказав «разбирайся сам», и он не стал руководителем подготовки моей диссертации. Мне пришлось вырабатывать свою методику, что на 5 лет отодвинуло защиту. А позже я стал догадываться, что он и сам не понимал и в основном не принимал ее – из-за сложности или ложности – и мне помочь не мог.

Второй раз Григорий Федорович подвел меня в 1972 г., не отпустив на 3 месяца в Индийский океан, как обещал, и я этим подвел начальника рейса Ю. П. Непрочного, пригласившего меня возглавить литологический отряд. Мотив и происхождение отказа – не от Григория Федоровича, и мне понятны: «Вы целый год (1970–1971) наслаждались Австралией и Новой Гвинеей, до этого месяцы проводили в других странах, а мы за Вас трудились. Сделайте перерыв в путешествиях». Но в декабре 1973 г. он отпустил на 4 месяца в рейс по Средиземному морю и Атлантике.

Большая часть личных качеств Григория Федоровича и реакций на окружение и ситуации легко объясняется его сохраненной до старости детскостью, облагороженной воспитанием. Товарищи, коллеги, доценты М. М. Москвин, Г. П. Леонов, Е. М. Великовская за глаза называли его Гришей-ребенком, и он не обижался. Любил порядок и важные мелочи. По мелочам гневался, потом отходил, извинялся. Он был и остался в памяти уникальным человеком, даже отдаленно похожего я не встречал. Когда в 1981 г. кафедра в ком. 508 устроила банкет после моей защиты докторской, надо было как-то

НОВАТОРСКАЯ ЛИТОЛОГИЯ ФРОЛОВА: ОБЩЕЕ И ЧАСТНОЕ (МОСКВА, 2023)

отблагодарить самых близких наставников. Я начал с Григория Федоровича. Попросив его встать, я молниеносно опрокинул его вверх ногами, чтобы его головой коснуться пола. И тут ужас охватил меня (как в ноябре 1941 г. на войне): я могу уронить Григория Федоровича, и он лысой головой с метровой высоты ударится об пол. Олег Мазарович быстро вскочил и подставил свои ладони под череп Григория Федоровича, и удар не состоялся. Ставить на голову женщин и мужчин – обычай московских геологов и моя специальность, в Австралии, США и других странах ко мне очереди, в основном женские. Но с Григорием Федоровичем я не рассчитал свои силы и его огромность и плотность. На Г. П. Леонова решимости не хватило.

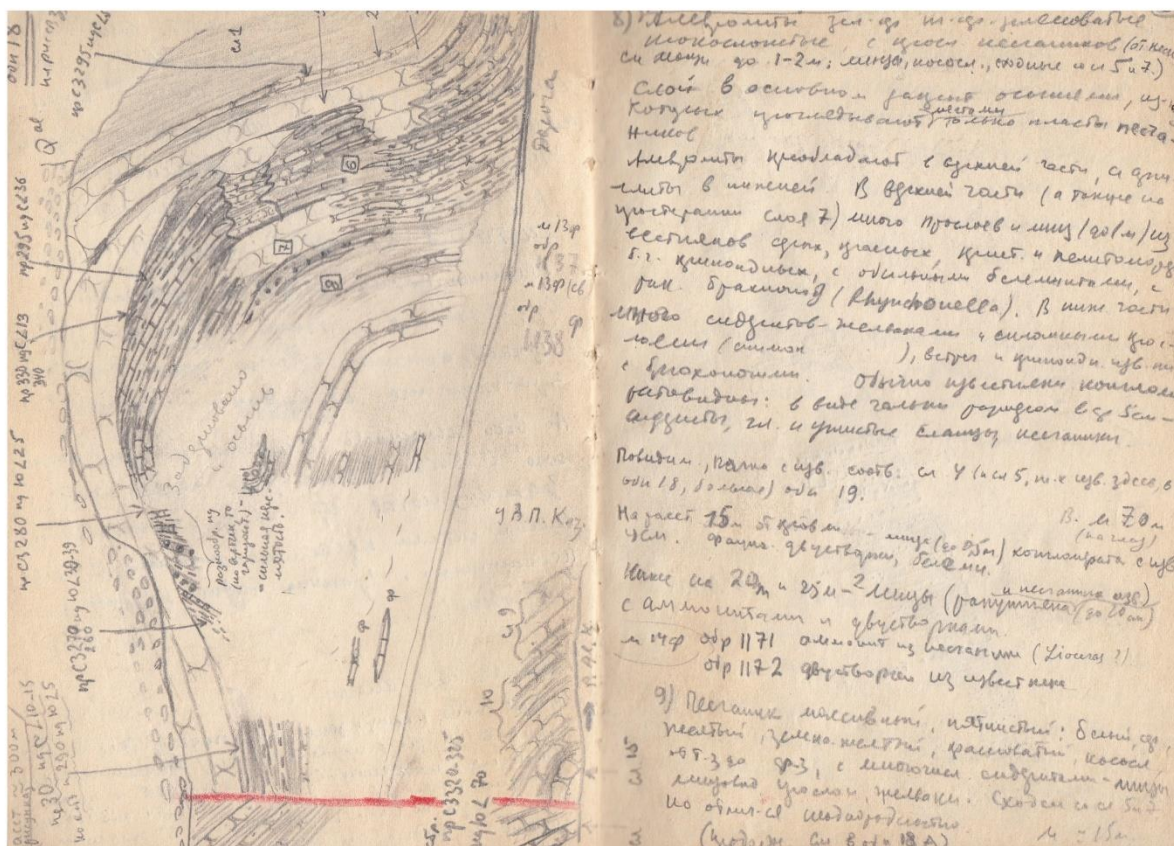
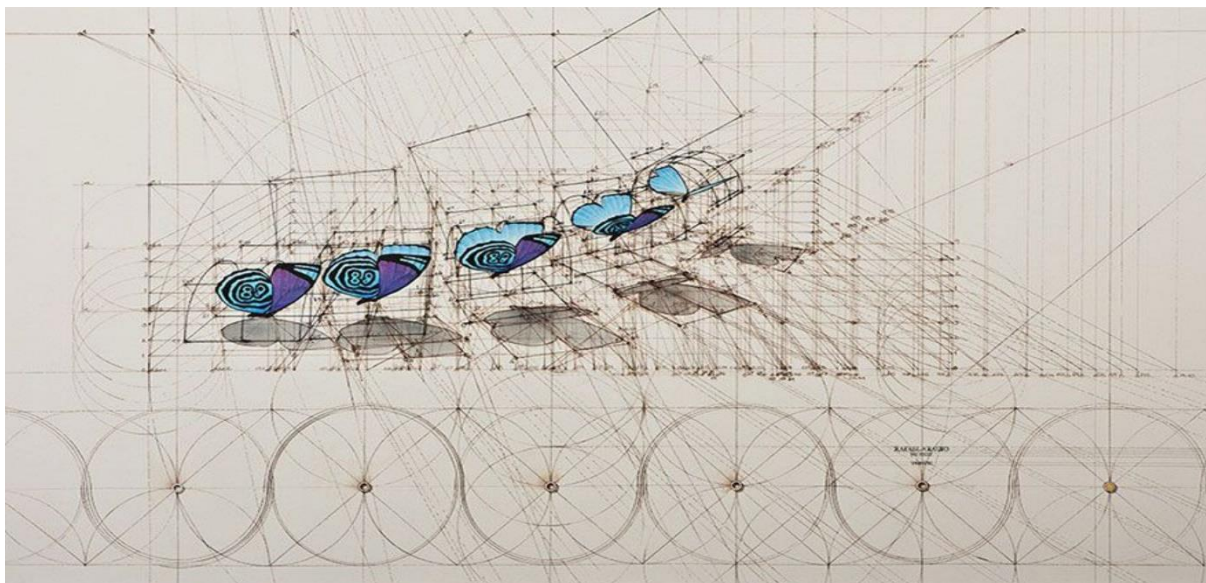


Рисунок. Записи В. Т. Фролова в полевом дневнике, сделанные 5 августа 1952 года при изучении юрских отложений Дагестана (левый берег реки Аварское Койсу).



ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ: РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Г. Г. Ахманов¹, Н. В. Немченко¹, М. А. Соловьева¹, О. М. Хлыстов²

¹МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва

²ЛИН СО РАН, Иркутск

ЛИТОЛОГИЯ ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГЛУБОКОВОДНЫХ ЧАСТЕЙ ВПАДИН ОЗЕРА БАЙКАЛ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЭКСПЕДИЦИЙ CLASS@BAIKAL 2014–2022 ГОДОВ)

Озеро Байкал занимает центральную часть современной Байкальской рифтовой зоны, самой крупной в России, и является уникальным объектом для изучения фундаментальных вопросов формирования осадочного выполнения рифтов.

Проект МГУ имени М. В. Ломоносова и ЛИН СО РАН под названием «Class@Baikal» с 2014 года нацелен на исследования современных глубоководных отложений южной и центральной впадин озера и осуществляется, главным образом, силами студентов, аспирантов и молодых специалистов нескольких вузов и научных центров Российской Федерации и Европы. К текущему времени 535 станций донного пробоотбора, замеров теплового потока, видеонаблюдений дна и измерений скорости придонных течений выполнено в ходе 7-и экспедиций на борту НИС «Г. Ю. Верещагин», собрана и изучена обширная коллекция образцов илов, газов, органического вещества и поровых вод. Результаты исследований позволяют охарактеризовать состав и строение верхнечетвертичных накоплений озера, выделить наиболее типичные и широко распространенные разрезы донных илов, а также описать локально представленные отложения, в т. ч. в свете их генезиса.

«Типичный» байкальский глубоководный разрез почти повсеместно представлен интервалами фоновых озерных гемипелагических илов с редкими прослоями маломощных дистальных турбидитов.

Для *гемипелагических осадков* характерно неритмичное горизонтальное переслаивание водонасыщенных серых алевро-глинисто-диатомовых и диатомовых слоёв в верхней части разреза. Редко в самой придонной части обнаруживается миллиметровая Fe-Mn корка, типа «хардграунда». Мощность диатомовых отложений варьирует от 10 см до около 200 см, в среднем составляет 40–50 см. Ниже, существенно диатомовые отложения постепенно сменяются «маслянистыми», более плотными, горизонтально слоистыми алевро-глинистыми илами. Иногда такой переход отмечен слабо окисленным, буровато-оливковым прослоем. По разрезу отмечаются прослой, линзы и, реже, пятна гидротроилита. Прослой гидротроилита преимущественно маломощны, несколько мм, редко до 2 см и более. Мощности и количество прослоев, обогащенных гидротроилитом, а также степень обогащения, выраженная в интенсивности окраски, сильно варьируют даже в пределах небольшого района. Тем не менее, в нижней части вскрываемого разреза (верхнеплейстоценовые отложения) гидротроилита всегда больше, чем в приповерхностных интервалах (голоценовые илы). Не исключено, что гидротроилит маркирует повышенное содержание тонко-средне алевритовой составляющей в существенно пелитовых илах, сформированное за счет самых дистальных отложений мутьевых потоков (в случае ровных, выраженных прослоев) или разноса

материала небольшими айсбергами или льдинами берегового припая (в случае линз и неправильных пятен). Литостратиграфическая граница между голоценовым и верхнеплейстоценовым комплексами отбивается по резкому уменьшению количества диатомовых в осадке. Иногда эта граница отчётливо определяется в разрезе колонки, чаще переход – постепенный, в пределах первых десятков сантиметров.

В разрезах колонок, отобранных даже в центральных частях впадин, могут встречаться маломощные *турбидитовые циклиты*. Полный цикл обычно представлен 4-я элементами: снизу вверх прослой песка (1) сменяются алевритами (2) и далее глинистым илом (3) и, в редких случаях, прослоем чистого диатомового ила (4). Характерны прямая градационная слоистость и мощности циклитов - от первых см до 10–12 см, в среднем 5–6 см. Турбидитовые циклиты существенно чаще представлены в верхнеплейстоценовом интервале, но встречались также и в голоценовой части разреза.

Отложениями мутьевых потоков сформирована сложная глубоководная осадочная система, получившая название Хурай, впервые описанная по результатам экспедиции Class@Baikal в 2014 году [1, 2]. Проксимальная часть системы представлена и питается, в основном, через крупный каньон Кукуй, врезанный в северо-восточный склон авандельты р. Селенга. Средняя и наиболее протяженная часть системы – широкий долинно-русловый комплекс – развивается в пределах крупной тектонической ступени,

относительно приподнятого блока, в центральной котловине озера. Ветвящиеся, слабомеандрирующие каналы в дистальной части системы сходятся в единое русло, которое врезается в тектонический уступ, формируя глубоководный каньон Хурай. Здесь, вероятно, плотностные потоки повторно разгоняются и уже только у основания уступа, на выходе из каньона, формируются осадочные лопасти системы. Отложения плотностных потоков представлены более грубозернистым материалом в проксимальной части системы и более тонкозернистым в дистальной. В целом, мощность отдельных турбидитовых прослоев и суммарная мощность турбидитов по колонке уменьшаются по мере удаления от устья каньона Кукуй.

Борта Байкальских впадин весьма подвержены *оползневому воздействию*, что, вероятно, типично для рифтовых осадочных бассейнов. Следствия активного склонового перемещения масс можно наблюдать и в колонках отобранных у глубоководного основания склонов. Многие изученные керны характеризуются интервалами с ясно выраженными оползневыми текстурами, текстурами осадочных деформаций, смятий, иногда с микросбросами. Крупное аккумулятивное осадочное тело, разделяющее южную и центральную котловины Байкала, авандельта р. Селенга, испытывает в настоящее время масштабную оползневую деструкцию [3], в том числе, и за счет оползания крупных блоков с ненарушенным или слабонарушенным внутренним строением. В результате даже в кернах из глубоководных зон подножья авандельты встречаются интервалы с выраженной косой слоистостью, более типичной для комплексов дельтовой равнины.

Впечатляющее развитие на Байкале приобрели *процессы грязевого вулканизма*. Это, в чем-то экзотическое в других бассейнах природное явление, здесь развито столь широко, что является значимым даже для характеристики осадконакопления в озере. На Байкале природа грязевого вулканизма весьма особая, извержения грязевых вулканов, вероятно, связаны с быстрым разложением газовых гидратов на небольшой глубине под дном в ответ на локальное повышение теплового потока за счет, например, образования нового разлома [4]. Быстрое разложение большого объема газовых гидратов формирует в осадочном разрезе локальное избыточное давление газа и воды и инициирует выброс на поверхность дна почти гомогенной смеси флюидов с материалом осадочных отложений, прорываемых грязевым вулканом. Кроме того, в процессе извержения гидраты могут вновь формироваться уже в самых приповерхностных интервалах и насыщать в разных формах (массивные, жильные, гранулярные, тонкорассеянные, тонколинзовидные и пр. [5]) сопочные брекчии, слагающие грязевулканическую постройку. Корни байкальских грязевых вулканов, вероятно, расположены на нижней границе стабильности газовых гидратов, т. е. относительно неглубоко в разрезе, около 400 м под дном [4]. Это объясняет весьма специфическую, отличную от «классической», литологию грязевулканических отложений Байкала – слабоуплотненные, массивные, часто песчанистые, алевропелиты

с большим количеством окатышей (полуокатанные, мелкогалечной и гравийной размерности) чуть более литифицированных пород весьма схожего состава с матриксом. Часто грязевулканическую природу таких отложений трудно установить в полевых условиях, т. к. по многим макропараметрам они могут быть схожи с другими типами отложений, а глинистые окатыши трудно идентифицируются в керне при визуальном описании. Окатыши можно наблюдать в шлифах, хотя по минеральному составу они практически не отличаются от матрикса. Более плотные окатыши видны при исследовании керна методом компьютерной томографии - более литифицированные участки интенсивней поглощают рентгеновское излучение и по результатам компьютерной обработки хорошо выделяются на томографических срезах.

Предположительно современные *отложения контурных течений* были обнаружены и описаны недавно на севере центральной котловины в экспедиции Class@Baikal-2022. До этого в верхнечетвертичных байкальских разрезах контуриты в кернах не выделялись, однако в районе Академического хребта группой исследователей были найдены признаки контуритов на сейсмопрофилях – сейсмические комплексы в форме линз с характерной геометрией, ундуляция и прерывистость внутренних рефлекторов, утонение слоев в краевых частях осадочных тел [6]. Типичные литологические признаки контуритовых отложений – это горизонтальнослоистые текстуры, ритмичное чередование песчано-алевритовых прослоев или линзы, с хорошей сортировкой, прямой и обратной градационной слоистостью, обусловленной различной интенсивностью или направлением течения [7]. Вскрытый на Байкале разрез представлен чередованием коричневых и серых алевро-глинистых илов с мощными прослоями более уплотненных, литифицированных глин. Изменения, «скачки» плотности осадков в разных интервалах – весьма резкие, что, вероятно, отражает резкие смены режимов седиментации в районе. Периоды интенсификации придонных течений могли отражаться в ненакоплении (конденсировании) осадка, а в периоды ослабления течений накапливались менее плотные илы. Запланировано более детальное дальнейшее изучение этого района с учетом предположений о возможном влиянии придонных течений на осадконакопление в недавнем прошлом.

Постседиментационные процессы часто весьма существенно преобразуют разрез байкальских донных отложений. Выше упоминалось, что гидротроилит распространен практически повсеместно в верхнеплейстоценовых глубоководных илах Байкала. Гораздо реже можно встретить вивианит. Большой редкостью являются находки аутигенных карбонатов, чье формирование, по-видимому, связано с интенсивным подтоком и разгрузкой метана. При опробовании зон фокусированной разгрузки углеводородов на дне довольно часто в отобранных кернах можно встретить каналы миграции флюидов [8]. Выделяются каналы нескольких типов, которые отражают разные стадии формирования и отмирания системы конвективного флюидообмена «придонные илы - придонная вода» вокруг зон разгрузки. Также керны из современных

активных зон разгрузки практически всегда содержат то или иное количество кристаллов газовых гидратов. На юго-восточном борту Байкала локально распространены районы донных высачиваний нефти. Осадки из таких районов обычно содержат капельную нефть, которую можно наблюдать по микросбросам, в каналах миграции флюидов, в трещинках и кавернах вдоль всего керна.

В целом, глубоководный седиментогенез и последующие постседиментационные преобразования донных отложений Байкала весьма разнообразны (и еще недостаточно изучены), что отражает особую рифтовую природу бассейна и современную активную неотектонику.

Литература:

1. Соловьева М. А., Ахманов Г. Г., Хлыстов О. М., Почевалова А. В., Ченский А. Г., Токарев М. Ю. Результаты комплексирования геологических и геофизических методов исследования глубоководной осадочной системы Хурай (оз. Байкал) // Процессы в геосредах. – Изд-во ООО «Кватернион». 2018. № 17. С. 187–188
2. Solovyeva, M., Akhmanov, G., Khlystov, O., and Mazzini, A. The Khuray deep-water fan: a beautifully complex lacustrine depositional system of Lake Baikal, EGU General Assembly 2020, Online, 4–8 May 2020, EGU2020-20977, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-20977>, 2020
3. Соловьева М. А., Старовойтов А. В., Ахманов Г. Г., Хлыстов О. М., Хабуев А. В., Токарев М. Ю., Ченский Д. А. История оползневой деструкции склона Кукуйской гривы (оз. Байкал) по данным сейсмоакустических исследований // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2016. № 5. С. 47–59.
4. Khlystov O.M., Poort J., Mazzini A., Akhmanov G.G., Minami H., Hachikubo A., Khabuev A.V., Kazakov A.V., De Batist M., Naudts L., Chensky A.G., Vorobeva S.S. Shallow-rooted mud volcanism in Lake Baikal // Marine and Petroleum Geology. 2019. Т. 102. P. 580–589.
5. Khlystov, O., Batist, M. D., Shoji, H., Hachikubo, A., Nishio, S., Naudts, L., Poort J., Khabuev A., Belousov O., Manakov A., Kalmychkov, G. Gas hydrate of Lake Baikal: Discovery and varieties // Journal of Asian Earth Sciences, 2013, v.62, 162–166. doi:10.1016/j.jseae.2012.03.009
6. Ceramicola S., Rebesco M., De Batist M., Khlystov O. Seismic evidence of small-scale lacustrine drifts in Lake Baikal (Russia) // Marine Geophysical Researches. 2001. Т 22. P. 445-464.
7. Hernández-Molina F. J., Llave E., Stow D. A. V. Continental Slope Contourites // Developments in Sedimentology. 2008. V. 60. P. 379–408
8. Кудяев А. А., Корост Д. В., Ахманов Г. Г., Хлыстов О. М. Аутигенная минерализация в зонах фокусированной разгрузки углеводородов озера Байкал // Комплексные исследования Мирового океана. Материалы IV Всероссийской научной конференции молодых ученых, г. Москва, 10–14 апреля, 2017 г. 2017. С. 478–479.

Е. К. Бакай, Т. А. Шарданова, Е. В. Карпова

МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва

ВЛИЯНИЕ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ФАКТОРОВ НА ФОРМИРОВАНИЕ ФЕС ПОРОД НА ПРИМЕРЕ АЧИМОВСКОГО КЛИНОФОРМНОГО КОМПЛЕКСА ГЫДАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Отложения неокомского надъяруса скважин месторождения западной части Гыданского полуострова рассматриваются как клиноформный комплекс, сформированный гравитационными потоками разной плотности, выносившие

обломочный материал с юго-восточной части. В ходе исследования было изучено макроописание керна скважин, дана литологическая характеристика пород, изучен вещественный состав кластики, постседиментационные процессы, изучен характер пустотного пространства. Особое внимание было уделено гранулометрическому составу, анализ которого позволил построить и проанализировать генетические диаграммы.

Генетический анализ показал, что изучаемые породы были сформированы гравитационными потоками разной плотности. Выделяются 2 основных типа отложений: высокоплотностных и низкоплотностных гравитационных потоков [1]. Отложения высокоплотностных потоков представлены преимущественно мощными пластами песчаников зерновых потоков, по характерным особенностям можно определить их способность формировать подводные русла, протоки разного масштаба в пределах относительно глубоководных конусов выноса. Отложения низкоплотностных потоков представлены тонким переслаиванием алевролита мелкозернистого глинистого и песчаника мелко-тонкозернистого глинистого с горизонтальной, полого- и линзовидно-волнистой и мелкомасштабной кривой слоистостью, подчеркнутой распределением УРД. Подобные отложения характерны для намывных валов, которые формируются как прирусловые или «приустьевые» части русел и/или протоков.

Петрографический анализ показал, что разрез имеет преимущественно песчаный состав, отмечается незначительная доля глинистой и алевритовой примеси. Практически все алевритово-песчаные породы, согласно анализу обломочных компонентов, имеют, собственно, аркозовый и граувакково-аркозовый состав по классификации В. Д. Шутова. Основными породообразующими компонентами являются кварц и полевые шпаты, в меньшей степени встречаются слюды (биотит, мусковит) и обломки пород.

Гранулометрический анализ проводился по петрографическим шлифам, по результатам которого были построены кумулятивные кривые. Выделенные и изученные гранулометрические типы показали преимущественно песчаный состав от тонкозернистой до среднезернистой размерности. Для подтверждения генезиса алевро-песчаных осадков использовались генетические диаграммы: диаграмма Г. Ф. Рожкова и динамогенетическая диаграмма Пассеги.

Диаграмма Пассеги основана на представлении о динамике потока, механизме переноса частиц, на основе которого можно сделать предположения об обстановке осадконакопления. В результате проведенного анализа отложения можно интерпретировать как турбидитные отложения и редко отложения протоков, имеют средние и низкие скорости отложения.

Диаграмма Рожкова основана на принципе механической дифференциации песчано-алевритовых частиц в различных фациальных условиях. Полученные значения относятся к фациям побережья вдоль береговой линии, фациям мутьевых потоков, русловых осадков рек с сильным течением, фациям пляжей, фациям широких участков

устьев рек и т. д. Это коррелируется с предположением о руслах и намывных валах, которые по гранулометрическим характеристикам совпадают с отложениями пляжа.

Помимо гранулометрического анализа было проведено изучение пустотного пространства качественными и количественными методами. Пористость характерна для пород преимущественно песчанистой размерности (в диапазоне от 0,05 до 0,11 мм). В результате корреляции генезиса пород, их гранулометрической характеристики и фильтрационно-емкостных свойств пород, можно сделать вывод, что для отложений высокоплотностных (зерновых) потоков подводных русел характерна более высокая пористость, которая варьирует от 1,5 до 23 %; пористость отложений низкоплотностных потоков (намывные валы) ниже и варьирует от 0 до 10 %. Таким образом, наибольшей пустотностью обладают аркозовые песчаники тонко- и мелкозернистой размерности, имеющие хорошую сортировку и отмытые от глинистой составляющей, сформированные отложениями высокоплотностных зерновых потоков.

Согласно классификации О. В. Япаскурта [2] выделяется 2 вида катагенеза: региональный и локальный, региональный катагенез подразделяется на фоновый и наложенный. Процессы раннего катагенеза связаны с химизмом среды нахождения осадка, они неоднозначны и скорее ухудшают ФЕС, направлены на физико-химическое уравнивание. При процессе фонового катагенеза погружения происходит переукладка зерен, развитие структур гравитационного уплотнения и гравитационной коррозии в сочетании с процессами аутигенного минералообразования, то есть также ухудшают ФЕС. Улучшение ФЕС прослеживается за счет процессов наложенного флюидного катагенеза – выщелачивания, метасоматоза и формирования зон разуплотнения/трещиноватости/дробления.

Таким образом, более детальная фациальная диагностика пород может быть достигнута благодаря совместному использованию гранулометрического анализа, генетических диаграмм и литолого-фациальных исследований, а фильтрационно-емкостные свойства пород в основном контролируются развитием процессов фонового и наложенного катагенеза.

Литература:

1. Жемчугова В. А., Рыбальченко В. В., Шарданова Т. А. Секвенс-стратиграфическая модель нижнего мела Западной Сибири. Георесурсы, 23(2), 2021, С. 179–191.
2. Япаскурт О. В. Катагенез осадочных пород: Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1991, 120 с.

Н. И. Бойко

ЮФУ, Ростов-на-Дону

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОКСФОРДСКО-КИМЕРИДЖСКОЙ КАРБОНАТНОЙ ФОРМАЦИИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Отложения верхнеюрской карбонатной, как и перекрывающей ее карбонатно-эвапоритовой, формации получили широкое распространение на Северном Кавказе, где они выполняют депрессии южного края Скифской платформы. В предгорье Большого Кавказа породы формаций прослеживаются в виде непрерывной полосы выходов на дневную поверхность и доступны для всестороннего изучения.

Анализ результатов проведенных петрографических, минералогических, гранулометрических, генетических и других исследований, а также обобщение имеющегося фондового и опубликованного геологического материала [1–6] позволили выделить среди верхнеюрских карбонатных отложений Северного Кавказа закономерный ряд последовательно сменяющихся литолого-фациальных комплексов и определить зоны интенсивного биогермообразования, представляющие наибольший интерес с точки зрения выяснения условий формирования карбонатных пород и поисков связанных с ними месторождений различных полезных ископаемых. В итоге в составе верхнеюрской карбонатной формации выделены следующие основные литолого-фациальные комплексы, получившие региональное распространение: относительно глубоководных отложений; фронтальных отложений барьерных рифов; образований барьерных рифов; тыловых отложений барьерных рифов; образований внутреннего шельфа; прибрежно-мелководных отложений.

Литолого-фациальный комплекс относительно глубоководных отложений установлен в геосинклинальной области Северо-Западного Кавказа. Выражен он флишоидным чередованием серых и пестроцветных глин с алевролитами, песчаниками и пелитово-известковыми хлидолитами. В осевой части геосинклинального прогиба на локальных участках формировались органогенные постройки типа биогермов. Литолого-фациальный комплекс фронтальных отложений барьерных рифов достоверно известен на Северо-Западном и Центральном Кавказе. Он представлен известняковыми брекчиями, образовавшимися в результате гидродинамического разрушения внешней части рифовых массивов. Отложения литолого-фациального комплекса барьерных рифов, окаймляющих с севера геосинклинальный бассейн, установлены на Северо-Западном Кавказе, а также в Центральном и Западном Предкавказье. На Северо-Западном Кавказе они образуют единый нерасчлененный оксфордско-титонский комплекс. Сложен он преимущественно известняками белыми, массивными, биогермными, в значительной степени перекристаллизованными, а в пределах

тектонических нарушений – доломитизированными. Мощность органогенных построек достигает 1500 м (площадь Победа, гора Фишт и др.). Литолого-фациальный комплекс тыловых отложений барьерных рифов, как и предыдущий, прослеживается на Северо-Западном Кавказе, в Центральном и Западном Предкавказье. Область его развития – внешняя часть шельфа, непосредственно за барьерными рифами. Сложен комплекс органогенно-детритовыми, зернистыми, оолитовыми, биогермными иногда сильно доломитизированными известняками и средне-крупнозернистыми доломитами, а также пестроцветными породами и горючими сланцами. Литолого-фациальный комплекс отложений внутреннего шельфа установлен в пределах Восточно-Кубанской впадины, Западно-Кубанского и Терско-Каспийского передовых прогибов, Северо-Кавказского краевого массива, Ногайской и Тимашевской ступеней, Прикумской системы поднятий и зоны Манычских прогибов. Сложен он в основном органогенно-детритовыми и зернистыми известняками. Кроме того, здесь в результате анализа мощностей и вещественного состава верхнеюрских карбонатных и перекрывающих галогенных отложений, а также абиотических и тектонических условий формирования органогенных построек, выделяется несколько зон интенсивного биогермообразования, приуроченных к приподнятым краевым частям тектонических блоков и вытянутых вдоль ограничивающих их крупных разрывных дислокаций. Органогенные постройки в выделенных зонах слагают различные части разреза и выражены биогермами, биостромами, реже – биогермными и биостромными массивами. Основными биогермообразователями являются водоросли, кораллы, мшанки и губки. Биогермные известняки, как правило, массивные, кавернозные, мучнистые, иногда в различной степени доломитизированные. Рифогенные породы образуют также постройки в сводовых частях локальных антиклинальных складок, конседиментационно развивающихся с дооксфордского времени на всей территории шельфа (площади Кошехабльская, Солдатская и др.). Литолого-фациальный комплекс прибрежно-мелководных отложений развит по периферии Северо-Кавказского оксфордско-кимериджского бассейна седиментации. Он сложен органогенно-детритовыми, зернистыми, сгустково-комковатыми, оолитовыми и обломочными известняками, характеризующимися пестрым вещественным составом. Иногда встречаются карбонатные и терригенные хлидолиты. Здесь же обнаружены незначительные по мощностям и простые по строению органогенные постройки.

Различие геотектонического режима Северного Кавказа в оксфордско-кимериджское время обусловило дифференциацию процессов осадконакопления по площади бассейна седиментации. Образовавшиеся здесь породы можно разделить на глубоководные и относительно мелководные. Глубоководные отложения накапливались в типично морских бассейнах геосинклинального прогиба Северо-Западного и Центрального Кавказа. Мелководный бассейн занимал основную часть Предкавказья. На юго-западе через Лагонакскую ступень и на востоке в междуречье Чегем-Асса он

соединялся с морским бассейном Большого Кавказа. Такая же связь существовала, вероятно, и в междуречье Малая Лаба-Большая Лаба. На внешнем крае шельфа мелководного бассейна, непосредственно примыкавшем к области геосинклинального морского бассейна, происходило формирование органогенных построек. Здесь, кроме ряда обязательных условий, необходимых для жизнедеятельности колониальных бентосных организмов, проявлялся тектонический фактор. Именно медленное опускание этой зоны обусловило образование сложных и мощных органогенных построек. Накопление отложений фациального комплекса внутреннего шельфа происходило в неглубоком бассейне с условиями, благоприятными для процессов биогермообразования. Наиболее интенсивно формирование органогенных построек происходило на приподнятых участках морского бассейна. Участки с положительным рельефом дна были связаны с конседиментационными шовными зонами, или же с локальными антиклинальными структурами. Указанными причинами, главным образом, обусловлены наблюдающиеся особенности распространения органогенных построек, протягивающихся вдоль ступенеобразующих разломов и локализованных в сводах современных антиклиналей. Накопление осадков в прибрежно-мелководной зоне происходило под влиянием близко расположенного источника сноса обломочного материала. Благодаря активному гидродинамическому режиму здесь формировались оолитовые, сгустково-комковатые, органогенно-детритовые и обломочные известняки и хлидолиты. На локальных участках хорошо прогреваемого мелководья наблюдались простые органогенные постройки берегового типа.

Установленные особенности состава, строения и условий образования верхнеюрской карбонатной формации Северного Кавказа должны учитываться при дальнейшем изучении её минерогенического потенциала [7–9]. При этом рекомендуется использовать выявленную нами роль биогермообразования в формировании не только неметаллических, но и рудных полезных ископаемых.

Литература

1. Михайлова М. В. Биогермные массивы в верхнеюрских отложениях Горного Крыма и Северного Кавказа // Ископаемые рифы и методика их изучения. Свердловск: Издательство Уральского филиала АН СССР, 1968. С.196–209.
2. Арбатов А. А. Оксфордский, кимериджский и титонский ярусы // Стратиграфия, тектоника и нефтегазоносность Северного Кавказа. М.: Недра, 1969. С. 39–49
3. Жабрева П. С. О закономерностях формирования и распределения пород-коллекторов нефти и газа в мезозойских отложениях Западного Предкавказья // Вопросы нефтегазоносности мезозоя Предкавказья. М.: Издательство ИГиРГИ, 1972. С. 135–152
4. Бойко Н. И. О генезисе доломитов верхнеюрских карбонатных отложений Западного Предкавказья // Литология и полезные ископаемые. 1982. № 2. С. 47–53.
5. Бойко Н. И., Седлецкий В.И., Шведов В. Н. Литолого-фациальные особенности и условия образования карбонатных отложений оксфорда в Западном Предкавказье//Литология и полезные ископаемые. 1977. № 1. С. 137–144.
6. Седлецкий В. И., Бойко Н. И., Деревягин В. С. О взаимосвязи галогенного и биогермного осадкообразования // Советская геология. 1977. № 12. С.8–21.
7. Бойко Н. И. Геохимические особенности рифогенных образований // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 2. С. 145–152.

8. Бойко Н. И. К металлогении рифогенных комплексов // Руды и металлы. 1999. № 6. С. 18–25.
9. Бойко Н. И. О золоторудной минерализации в позднеюрских рифогенных образованиях Северного Кавказа // Доклады РАН. 2000. Т. 370. № 3. С. 350–352.

В. С. Вишневецкая

Геологический институт РАН, Москва

МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВЫЕ «КАЛЬЦИСФЕРОВЫЕ» ИЗВЕСТНЯКИ КРЫМ-КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА И МЕТОДЫ ИХ ИССЛЕДОВАНИЯ

Среди карбонатных фаций часто выделяют кальцисферовые или «олигостегиновые» (кальцисферовые) известняки и мергели. Кальцисферовые известняки как правило сложены известковыми сферами (кальцисферами), от которых они и получили название.

До настоящего времени в нефтяной геологии широко используются такие термины, как кальцисферовые, питонелловые, олигостегиновые известняки и олигостегиновые фации (*Oligostegina facies*) или биозоны, которые выделяются по кальцисферадам: Z1 – *Calcisphaerula innominata*; Z2 – *Stomiosphaera sphaerica*; Z3 – *Pithonella ovalis*; Z4 – *Pithonella trejoi* и др. [5, 7].

Кальцисферы в Крыму и на Кавказе известны давно. Открытие кальцисфер в Крыму было сделано еще Вассоевичем [1], который отмечал их в верхнемеловых известняках Крыма и Кавказа как мелкие сферы. В начале 50-х годов прошлого столетия Москвин в туронских мергелях Центрального Предкавказья и Дробышев в туронских известняках Восточного Предкавказья также указали на присутствие мелких сфер. Долицкая описывала их в известняках сеномана-турона горы Кременная и Кизил-Чугир Горного Крыма и известняках турона-сантона Тарханкутского п-ова Крыма и др. [2, 3]. Еще Келлером было установлено увеличение размера сфер вверх по разрезу в верхнемеловых образованиях Сочинского района, что затем было подтверждено по разрезам Ирана и Горного Дагестана. Келлер объяснял это явление фациальными причинами [8].

Авторами приводились только изображения известковых проблематик в шлифах из срезов верхнемеловых пород Крыма, Кавказа с максимальным увеличением до 200 раз, которые условно относили то к фораминиферам (одноклеточным организмам), то к кальцисферадам, группе неясного систематического положения *Calcisphaerulidae incerta sedis*.

При описании в шлифах практически во всех работах отмечалось, что раковина однокамерная, по форме овальная, сферическая или треугольно-субсферическая, по составу кальцитовая. Стенка неперфорированная, одно-, двух- или трёхслойная, если внутри стенки наблюдается один или два слоя тончайшего карбонатного микрита темного цвета. Раковина имеет одну апертуру или две, если концы приострены.

Все эти формы относили к группе Pithonellidae. Применение электронного сканирующего микроскопа [4], показало огромное разнообразие этих сферических форм, средний размер которых 40–60, редко до 120–200 микрон. Позднее род Pithonella (Kaufmann) Lorenz, 1901 sensu Bolli, 1974, который насчитывает более 75 видов, был отнесен к семейству Peridiniaceae Lindemann или Calciodinellaceae Derflandre, 1947 – оба из класса Dinophyceae Fritsch 1929 (рис. 1, фигура 6).

Новые находки многочисленных и столь разнообразных известковых проблематик, условно относимых к известковым диноцистам, происходят из верхнемеловых отложений Крыма (Рисунок, фигуры 1–5) [2] и палеоценовых отложений Большого Кавказа, опробованных и отснятых В. Н. Беньямовским (Рисунок, фигуры 7–11). Для извлечения известковых микропроблематик использовался метод, применяемый для отмывки раковин фораминифер. Известковые цисты

динофлагеллят были высажены на столики и сфотографированы в ПИН РАН под руководством дгмн Е. А. Жегалло на ТЕСКАНе.

Жилианеллы – известковые проблематики, характеризующиеся отчетливой осевой симметрией и относимые в настоящее время условно к известковым диноцистам, впервые были установлены в отложениях верхнего мела Западной Европы из относительно узкого стратиграфического интервала [2, 6]. Название известковых микропроблематик «жилианеллы» происходит от мужского имени автора Gilles Serge Odin, описавшего более 60 видов этих микропроблематик в интервале кампан-маастрихт из отложений Франции и Испании.

Жилианеллы ранее на территории России и бывшего СССР не находили. Первая находка жилианеллид в Крыму (Рисунок, фигуры 1–5) происходит из верхнемеловых отложений разреза Полюс, которые ранее в долине р. Бельбек рассматривались как турон-сантонские или турон-коньякские и разреза Кудрино, датированного верхним сантоном и частью нижнего кампана [3].

Использование известковых диноцист в целях стратиграфии и палеогеографии имеет огромный потенциал, поскольку в большинстве разрезов Крыма и Кавказа представлен широкий спектр известковых диноцист (рис. 1), которые ранее многократно отмечались как «кальцисфериды». Относительно узкий стратиграфический интервал их распространения – они характерны для верхнекампанской части стратотипа кампан-маастрихтского разреза Терцис в южной части Аквитании на юго-запад Франции, кампанской зоны Radotruncana calcarata разреза Наварра на севере Испании, верхнекампанской зоны *Bostrychoceras polyplacum* района Легердорфа северо-западной Германии [6], позволяет использовать их для уточнения возраста «кальцисферовых известняков» в Крыму.

Согласно литературным данным по юго-западу Франции и северу Испании предполагается, что обитание жилианелл было ограничено теплым чистым морем без привноса обломочного материала. Большинство из них явно соответствуют

планктонному образу жизни, но некоторые, бескилевые цисты без выступов, возможно, были лучше приспособлены к донному образу жизни [6].

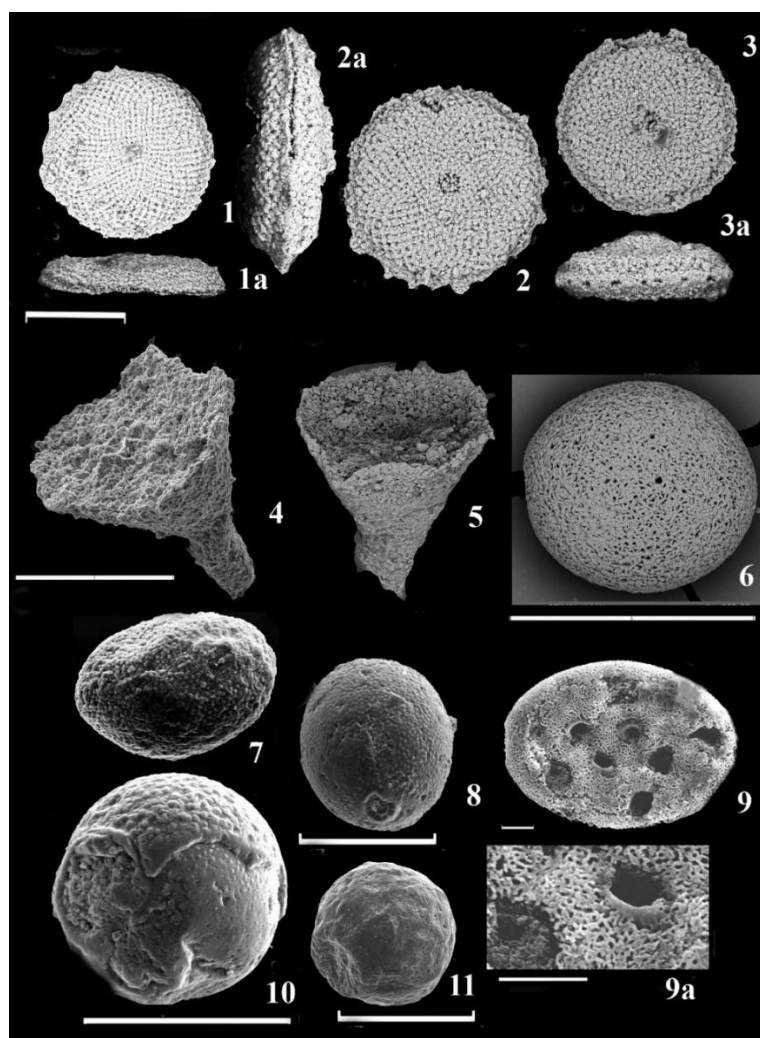


Рисунок. Мел-палеоценовые «кальцисфериды» Крым-Кавказского региона и кампана Фолклендского плато. Жилианеллы из кампана Крыма: 1-3 – *Gilianella tenuibrachialis* Odin, 2008. 4-5 – *Corniculum spinosum* Odin, 2008, масштабная линейка 100 мкм. Известковые диноцисты из кампана Фолклендского плато (скв. 511-44СС): 6 – *Pithonella* sp., масштабная линейка 100 мкм. Известковые диноцисты палеоцена Большого Кавказа: 7 – *Thoracosphaera prolata* Bukry et Bramlette, 1969, масштабная линейка 30 мкм. 8 – *Pithonella cooki* Bolli, масштабная линейка 100 мкм. 9, 9а – *Sliteria* sp. Krasheninnikov et Basov, масштабная линейка 30 мкм. 10 – *Pithonella* cf. *lamellate* Keupp et Krenel, 1994. 11 – *Posoriella* aff. *pustulata* Streng et al., 2009, масштабная линейка 100 мкм.

Исследование выполнено по гостеме ГИН РАН.

Литература

1. Вассоевич Н. Б. О находке *Calpionella* Lorenz на Кавказе и в Крыму // Проблемы советской геологии 1935. № 9. С. 883–885.
2. Вишневецкая 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.

3. Гужиков А. Ю., Барабошкин Е. Ю., Александрова Г. Н., Рябов И. П., Устинова М. А., Копяевич Л. Ф., Миранцев Г. В., Кузнецов А. Б., Фокин П. А., Косоруков В. Л. Био-, хемо- и магнитостратиграфия пограничного интервала сантона–кампана разрезов Кудрино и Аксу-Дере (Юго-Западный Крым): проблемы глобальной корреляции и выбора лимитотипа нижней границы кампанского яруса. Статья 2. Магнито- и хеомстратиграфия, обсуждение данных // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021. Т. 29. № 5. С. 27–58.
4. 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.
5. Mehrabi H., Rahimpour-Bonab H., Hajikazemi E., Jamalian A. Controls on depositional facies in Upper Cretaceous carbonate reservoirs in the Zagros area and the Persian Gulf, Iran // Facies 61, C.1-24.
6. Odin G. S. Giliannes: Late Cretaceous microproblematica from Europe and Central America // Palaeontology. 2011. V. 54. Pt. 1. P. 133–144.
7. 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.
8. 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

Газале Рама, Е. Т. Казимиров

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

ПЕРВИЧНО ДОЛОМИТОВЫЙ СТРОМАТОЛИТ ИЗ СРЕДНЕТРИАСОВОЙ ФОРМАЦИИ КУРРАЧАЙН-ДОЛОМИТ ПАЛЬМИРСКОГО БАССЕЙНА СИРИИ

В триасовый период, вдоль окраин раскрывавшегося океана Неотетис, развивались процессы, способствовавшие формированию множества микробиальных (в т. ч. строматолитовых) образований. На данный момент они достаточно подробно изучены в Израиле [1], однако в соседней Сирии, их исследованием не занимались, за исключением единичных упоминаний при макроописании керна [2, 3].

Строматолиты являются одними из первых биогенных осадочных образований со времен появления жизни на Земле и имели массовое распространение в отдельные периоды ее геологической летописи [4, 5, 6]. Изучение различных форм и структур строматолитов часто проливает свет на характер экологических и физико-географических обстановок прошлого.

В данной работе представлены результаты исследований строматолита, обнаруженного в отложениях среднего триаса из Пальмирского бассейна в Сирии. Его основной особенностью, выделяющих его среди известных к настоящему времени фанерозойских аналогов, является первично доломитовый генезис, что уже роднит его с докембрийскими строматолитами. Таким образом, обстановки среднего триаса в пределах Пальмирского бассейна могли иметь совершенно уникальные для того времени свойства.

Пальмирский бассейн сформировался благодаря процессам рифтообразования на северном окончании Аравийской плиты во время раскрытия океана Неотетис в начале

триаса. На тот период времени он представлял собой вдающийся в континент относительно глубоководный залив, постепенно обмеляющийся, за счет развития карбонатных платформ. К началу верхнего триаса, Пальмирский бассейн начал изолироваться, что привело к формированию соленосных отложений.

Среднетриасовая формация Куррачайн-Доломит (КД) представлена ритмичным чередованием доломитов, известняков, эвапоритов и аргиллитов и обычно подразделяется на три зоны снизу-вверх: D2, D1 и C2.

Зона D2 представляет собой нижнюю часть формации, состоящую из чередующихся известняков, доломитов и известковых аргиллитов. Отложения зоны приурочены к поступательному развитию мелководных карбонатных платформ и, возможно, рифов в относительно глубоководный рифтогенный Пальмирский бассейн. Зона D2 плохо охарактеризована керном и считается слабоизученной.

Зона D1 характеризуется наличием известняков и доломитов, часто высокопористых, мощностью до 40 м. Отложения зоны связаны с формированием, вероятно небольших цианобактериальных биогермных построек и краевых песчаных карбонатных отмелей на уже сформировавшихся отложениях зоны D2 в мелководных условиях с преимущественно активной гидродинамикой среды.

Зона C2 составляет верхнюю часть формации КД и состоит из множественных, регрессивных циклов, обычно 4–7 м каждый и коррелируемых на больших расстояниях по всему Пальмирскому бассейну. Отложения зоны представлены доломитами, известняками и ангидритами, формировавшихся в условиях приливно-отливного воздействия. Вверх по зоне отмечается переход от преимущественно сублиторальных к преимущественно супралиторальным обстановкам, что подчеркивается увеличением количества ангидритовых толщ. Здесь отмечается накопление слоистых цианобактериальных матов, как известковых, так и доломитовых, и именно к данной зоне относится образец исследуемого строматолита.

Исследования проводились на образце строматолита из керна скважины месторождения Твейнан (глубина отбора образца: 2223 м), расположенном в пределах Пальмирского бассейна Сирии, с применением оптической и растровой электронной микроскопии (РЭМ), и энерго-дисперсионного зондирования (ЭДС). Результаты исследований детально рассмотрены в статье авторов [7].

В образце наблюдаются две части, отличающиеся по типу роста. Первая – волнисто-слоистая, вторая – малоамплитудно-столбчатая. Контакт двух частей подчеркнут тонкой темной извилистой границей пелитоморфной карбонатной массы. По образцу отмечаются субвертикально-наклонные трещины раскрытостью до 0,1 мм, часть трещин минерализована тонкокристаллическим доломитом.

Образец представлен переслаиванием преимущественно микрокристаллического и микро-тонкокристаллического доломитового матрикса. В отдельных прослоях отмечаются строматактоидные (фенестральные) пустоты (размером более 100 мкм) и

короткие трещины усыхания, выполненные ангидритом. Наиболее мелкие пустоты (размером 10–20 мкм) частично минерализованы тонкокристаллическим доломитом. Встречаются крупные пустоты с зональным строением (от периферии к центру: минерализация ангидритом, далее – целестином). На единичных участках отмечаются скопления микрокристаллов сильвина.

В пределах малоамплитудного столбчатого строматолита по отдельным прослоям были обнаружены реликты, по-видимому, цианобактерий. Они представлены множественными скоплениями сфероидальных агрегатов (Рисунок), расположенных внутри микро-тонкокристаллического доломитового матрикса. Данные скопления часто имеют вытянутую, изогнутую форму и образуют друг с другом в некотором виде переплетения. Сами скопления, предположительно, представляют собой обособленные колонии цианобактерий.

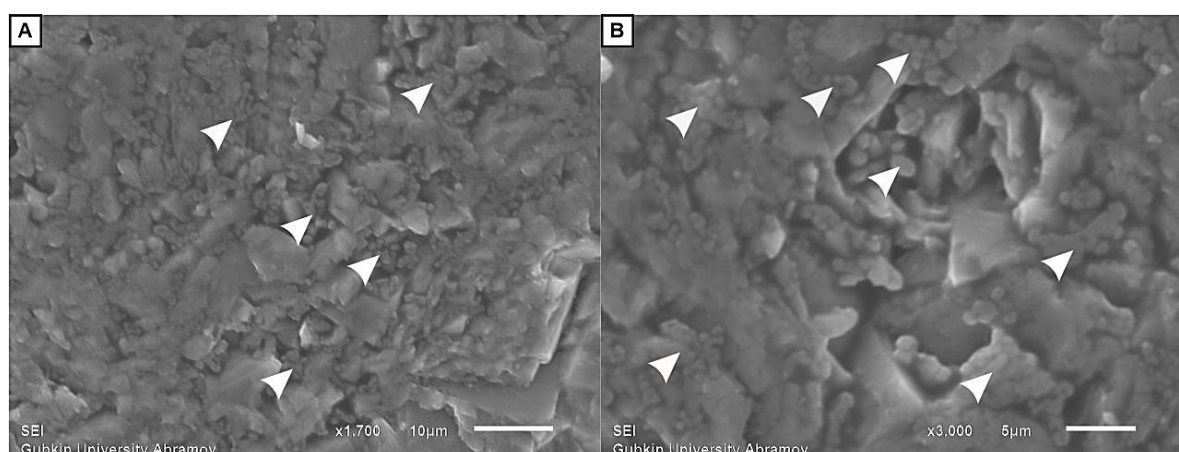


Рисунок. (А, В) – многочисленные скопления сфероидальных реликтов цианобактерий (показаны белыми стрелками) в столбчатой части строматолита. Между реликтами прослеживаются микропустоты. (изображение РЭМ: режим вторичных электронов; А – увел. x1700, линейка – 10 мкм; В – увел x3000, линейка – 5 мкм).

На таком крупном увеличении методами ЭДС сложно определить точный минеральный состав агрегатов (доломитовый или кальцитовый) и, в том числе, примесь органического вещества, так как он сильно смешивается с показаниями микро-тонкокристаллического доломитового матрикса. Тем не менее, преобладают спектры доломита.

Наличие множественных участков микрокристаллического доломита и сохранившихся реликтов цианобактерий, позволяют предположить формирование первично доломитового строматолита, а не вторично доломитизированного известкового. Это говорит об уникальности химических условий водной среды,

сравнимой с позднепротерозойскими обстановками, где массово накапливались первично доломитовые микробиолиты.

Образование исследуемого строматолита происходило в условиях повышенной солености и щелочности вод, о чем свидетельствует наличие таких минералов как целестин, сильвин и ангидрит. Преимущественно пластовое, а не столбчатое развитие строматолита указывает на его формирование в пределах приливно-отливных обстановок.

Тонкокристаллические выделения доломита относятся к минерализации первичных микропустот в преимущественно микрокристаллическом матриксе, количество пустот спорадически менялось от слоя к слою. Более крупные пустоты были подвержены сульфатизации.

Трещины, представленные в образце, свидетельствуют о тектоническом воздействии на отложения, в которых был обнаружен исследуемый образец.

Несмотря на хорошую изученность различных видов микробиолитов в соседнем для Пальмирского бассейна в Сирии бассейна Рамон в Израиле, исследователями были выделены либо известковые, либо вторично доломитизированные. Открытие первично доломитового строматолита может существенно расширить представления о химическом составе вод на тот период времени.

Наличие микробиального карбонатного осадконакопления в триасе позволяет предположить формирование карбонатных построек и иловых холмов в нижних частях формации Куррачайн-Доломит (зонах D2 и D1), к которым приурочены многие продуктивные на нефть и газ толщи.

Литература

1. *Bialik M., Korngreen D., Benjamini Ch.* Lithofacies and cyclicity of Mohilla evaporite basins on the rifted margin of the Levant in the Late Triassic, Makhtesh Ramon, southern Israel // *Sedimentology*. 2012. V. 59. P. 2097–2124.
2. *Makhlouf I., El-Haddad A.* Depositional environments and facies of the Late Triassic Abu Ruweis Formation, Jordan // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2006. V. 28. № (4-6). P. 372–384.
3. *Burns B. P., Goh F., Allen M.* Microbial diversity of extant stromatolites in the hypersalinemarine environment of Shark Bay, Australia // *Environ. Microbiol.* 2004. V. 10. № 6. P. 1096–1101.
4. *Copper P.* Evolution, radiations, and extinctions in Proterozoic to mid-Paleozoic reefs. Berlin: Springer, 2001. 458 p.
5. *Riding R.* The nature of stromatolites: 3,500 million years of history and a century of research. Berlin: Springer, 2011. 560 p.
6. *Kiessling W.* Geologic and biologic controls on the evolution of reefs // *Annual Review of Ecology*. 2009. V. 40. № 1. P. 173–192.
7. *Газале Р., Казимиров Е. Т., Постников А. В.* Среднетриасовые строматолиты формации Куррачайн-Доломит Пальмирского бассейна Сирии // *Труды РГУ нефти и газа имени И. М. Губкина*. 2023. Т. 310. № 1. С. 34–49.

Н. И. Глушанкова, Н. Г. Судакова

МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва

ПРОВИНЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНО-ЛЕССОВОЙ ФОРМАЦИИ НА ТЕРРИТОРИИ БАССЕЙНОВ ВЕРХНЕЙ И СРЕДНЕЙ ВОЛГИ

Территория Русской равнины является областью, в пределах которой разновозрастные лессовые покровы широко распространены, как в древнеледниковой области, так и далеко за ее пределами, занимая в отдельных регионах значительную часть стратиграфической колонки плейстоцена. Будучи полигенными по происхождению и полихромными по времени формирования, лессовые породы (суглинки, супеси) в своем строении и вещественном составе отражают условия осадконакопления и содержат ценную информацию для палеогеографических реконструкций и стратиграфических построений. Вместе с тем, несмотря на длительную историю изучения многоплановой лёссовой проблемы и достигнутые результаты плодотворных реконструкций, все еще остается ряд нерешенных вопросов, касающихся генезиса, геоморфологической приуроченности и стратификации лессовых толщ, корреляции разрезов и палеогеографической реконструкции обстановки осадконакопления [1, 2]. Недостаточно внимания уделяется изучению северных лессовых провинций в перигляциальных зонах позднеплейстоценовых оледенений.

Актуальная проблема их расшифровки включает ряд важных аспектов комплексного исследования: фациально-генетический, геолого-стратиграфический, геоморфологический, ландшафтно-климатический и др., совокупное рассмотрение которых необходимо для решения поставленных вопросов [3].

В настоящем сообщении в краткой форме излагаются основные данные, полученные в итоге междисциплинарного изучения субаэральных отложений многочисленных разрезов на территории ряда лессовых провинций: Верхневолжской, (расположенной в зоне днепровского и раннеплейстоценовых оледенений), Вятско-Камской (на периферии древнеледниковой зоны), Камской (во внеледниковой зоне) и др.

Лессовидные суглинки выделенной северной Верхневолжской провинции отличаются неравномерной мощностью (2–5 м) и прерывистым распространением. Располагаясь в перигляциальной зоне позднеплейстоценовых оледенений, они приурочены, как правило, к разновысотным террасовым уровням древних озерно-ледниковых бассейнов. От более южных аналогов лессовидные суглинки северной провинции отличаются невысокой карбонатностью (около 2 % CO_2), но большей глинистостью, при пылеватости 40–50 % и пористости около 40 %. Характер минеральных новообразований и криогенные микротекстуры согласуются с криоаридными условиями перигляциального литогенеза [4]. Разновозрастные генерации

лессовых пород венчают озерно-ледниковые позднеплейстоценовые террасы высотой 120 м и 110 м.

В зоне распространения московского оледенения покровные лессовидные суглинки, изученные в бассейне Средней Протвы, мощностью 1,5–3 м характеризуются своеобразным двуслойным строением. Верхний горизонт, с высоким содержанием алеврита (до 50–60 %), наиболее близок к типичным лессовым толщам, тогда как нижний, менее сортированный, содержит обломочные частицы от гравийной до галечной размерности (8–12 %). На границе указанных горизонтов покровной толщи нередко отмечаются следы размывов, почвообразования и перерыва в осадконакоплении, что подтверждается аналитическими данными. Строение покровной толщи междуречий осложняют характерные криосолифлюкционные структуры и мерзлотные клинья нескольких генераций. Это наряду с прохладным спорово-пыльцевым спектром этих отложений, безусловно, свидетельствует о суровых климатических условиях их формирования.

Приокская провинция включает примыкающие к долине р. Оки южную часть Московской равнины, Мещерскую зандровую равнину, северную часть Среднерусской возвышенности. Расположение Приокской провинции между южными границами московского и днепровского оледенений обуславливает некоторые особенности строения и повсеместное распространение полигенетических лессовидных суглинков. Исключение составляет Мещерская зандровая равнина, где они отсутствуют. Увеличивается и мощность этих отложений, которые располагаются на всех элементах рельефа, кроме низких террас и днищ долин. Имея преобладающее значение 3–5 м, мощность их на Среднерусской возвышенности достигает 10 м [4]. Лессовидные суглинки палевые, палево-бурые, макропористые, просадочные. Коэффициент относительной просадочности составляет 0,057. На Окско-донской равнине встречаются «степные блюдца». В разрезе лессовых отложений отмечаются погребенные почвенные горизонты.

На левобережье Волги, в Вятско-Ветлужском Заволжье лессовые породы низменных и возвышенных равнин выделяются к востоку от установленной границы среднеплейстоценового оледенения. Отмечается довольно широкое, местами прерывистое распространение покровных лессовидных отложений неравномерной мощности. К северу от границы продвижения максимального оледенения (днепровского), на поверхности высоких водоразделов лессовидные суглинки, мощностью в среднем 3–4 м, распространены фрагментарно и подстилаются мореной. Покровные лессовидные суглинки представляют собой пылеватые, глинистые породы, непросадочные, затронутые почвообразованием.

Южнее, во внеледниковой зоне, лессовидные суглинки, преимущественно небольшой мощности (1–2 м), приурочены к широким и ровным платообразным массивам и пологим склонам водоразделов. В понижениях рельефа мощность суглинков

нередко увеличивается до 2,5–4 м, редко до 8–10 м покровных суглинков. На предсклоновых террасовых уровнях развиты элювиально-делювиальные лессовидные суглинки, мощность которых достигает 6–8 м и более (до 15–30 м). Преобладают иловато-крупнопылеватые желтовато-бурые или красновато-бурые пористые суглинки элювиального генезиса на водоразделах и элювиально-делювиального на предсклоновых уровнях. Залегание покровных суглинков на высоких водоразделах не исключает первичную эоловую сортировку элювия подстилающих пород в сочетании с криогенным преобразованием последующей элювиально-делювиальной переработкой.

Во внеледниковой зоне Приволжской возвышенности лессовидные отложения не образуют сплошного покрова, а носят островной характер. Мощность их непостоянна и изменяется от первых метров до 10 м. Преобладающей является мощность в 5–10 м, но встречаются отдельные участки в нижних частях водораздельных склонов, где мощность их достигает 15–20 м. Повсеместно лессовые образования представлены палео-бурыми, пылеватыми, известковистыми и макропористыми глинисто-суглинистыми породами. В разрезах представлены: среднеплейстоценовая лессово-почвенная серия с тремя сближенными горизонтами палеопочв лесного генезиса (инжавинской MIS 11, каменной MIS 9, роменской MIS 7) и позднеплейстоценовая лессово-почвенная серия с одной межледниковой почвой (микулинской MIS 5e), двумя интерстадиальными (крутицкой-брёруп, MIS 5c, брянской MIS 3) почвами, соответственно лугово-черноземного и мерзлотно-глеевого генезиса. Среди разновозрастных лессовых горизонтов наиболее мощным является горизонт поздневалдайского лесса более 5,0 м с преобладающей в его гранулометрическом составе алевритовой фракцией. По мощности ему уступают горизонты ранневалдайского (1–1,5 м) и московского (MIS 6) лессов (не более 2 м). Карбонатность колеблется в пределах 1,5–2,6 %. Они характеризуются крупнопылеватым составом, с большим количеством железомарганцевых и карбонатных новообразований.

На территории Прикамья породы перигляциально-лессовой формации с горизонтами ископаемых почв развиты на значительной площади междуречий, вскрываются в речных долинах, но отсутствуют на крутых склонах и самых высоких элементах рельефа. Общая мощность отложений лессово-почвенной формации в низовьях долины р. Камы неодинакова и достигает 16–20 м. На междуречьях мощности сокращаются до 11–12 м. В основании среднеплейстоценовой лессово-почвенной толщи в опорных разрезах Прикамья выделяется полнопрофильная инжавинская почва (MIS 11), лихвинский возраст которой подтверждается находками сингильской микротериофауны. Выше по разрезу залегает сложно построенная каменная почва (MIS 9), отвечающая эпохе существования хазарской микротериофауны. Последней эпохе среднеплейстоценового педогенеза отвечает роменская почва (MIS 7), залегающая в подошве московского лесса. В основании позднеплейстоценовой лессово-почвенной серии выделены палеопочвы салынской фазы мезинского педокомплекса (MIS 5e). В

валдайской лессовой толще отмечаются два горизонта ископаемых почв интерстадиального характера – крутицкий (брёруп, MIS 5с) и брянский (MIS 3). В гранулометрическом составе поздневалдайского лессовидного суглинка преобладает алевритовая и песчаная фракции. Степень карбонатности его колеблется в пределах 2,5–4,7 %.

Итак, в Волжском бассейне выделены и охарактеризованы палеогеографические провинции перигляциально-лессовой формации. Отмечены региональные особенности распространения, строения и состава лессовых горизонтов, свидетельствующие о зональной изменчивости этих характеристик. В северной провинции, в перигляциальной зоне позднеплейстоценовых оледенений, разновозрастные генерации лессовых пород, как установлено, преимущественно водной седиментации при участии склоновых и эоловых процессов, формирующихся в криогенной обстановке. Они приурочены к террасовым уровням озерно-ледниковых бассейнов. Лессовые суглинки имеют прерывистое распространение и, как правило, небольшие (2–5 м) мощности. В более южных провинциях, многоярусная лессово-почвенная серия, имеющая широкое распространение и большую мощность (5–10 м), формируется при активном участии эолового фактора и элювиально-делювиальных процессов в условиях криогенеза. Четко прослеживается тенденция к увеличению мощности многоярусного лессового покрова в южном направлении, к периферии древнеледниковой области.

Литература

1. *Конищев В. Н.* Лессовые породы: новые возможности изучения их генезиса // Инженерная геология. 2015. № 5. С. 22–36.
2. *Судакова Н. Г., Антонов С. И., Введенская А. И., Костомаха В. А.* Палеогеографическая обусловленность формирования перигляциально-лессовой формации в бассейне Верхней Волги и Оки // Вестник Моск.ун-та. Серия 5. География. 2013. № 1. С. 55–60.
3. Разрезы отложений ледниковых районов Центра Русской равнины/ Под ред. К. К. Маркова: Изд-во МГУ. 1977. 198 с.

В. М. Горожанин, Е. Н. Горожанина, О. В. Артюшкова, Н. С. Сагдеева
ИГ УФИЦ РАН, Уфа

ДОМАНИКИТЫ В ЖИВЕТСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮГО-ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ОРЕНБУРГСКОГО СВОДОВОГО ПОДНЯТИЯ

Скважинами, пробуренными на территории западной Башкирии в 1950–1960-х годах, на склонах Южно-Татарского свода, были вскрыты терригенные нефтеносные породы, отнесенные по спорам и пыльце к живетскому ярусу среднего девона. Они подразделяются на воробьевские, ардатовские и муллинские слои [1, 2]. Девонские отложения региона содержат продуктивные пласты, сложенные сортированными кварцевыми песчаниками, в составе воробьевского (ДIV), ардатовского (ДIII), муллинского (ДII), пашийского (ДИ) и тиманского (Д0) горизонтов [3]. В верхней части

ардатовских слоев выделяется карбонатный каротажный репер «средний известняк», датированный по фауне остракод и брахиопод [1]. В нижней части известняки (около 8 м) органогенно-обломочные, с разнообразной фауной (кораллов, брахиопод, остракод и др). Выше залегают темно-серые известняки доманикового типа с фауной тентакулит, остракод, лингул (9 м), внешне напоминающие породы афонинских слоев эйфельского яруса. Перекрывающие муллинские глинисто-алевритовые отложения содержат слой черного известняка (до 10 м), отнесенного по фауне остракод к живетскому ярусу [1].

Одной из скважин, пробуренных ОАО «Газпромнефть» на юго-западе Восточно-Оренбургского сводового поднятия (ВОСП), вскрыты породы живетского яруса, представленные кварцевыми песчаниками, алевролитами, и аргиллитами, отнесенными к воробьевскому, ардатовскому и муллинскому горизонтам. Среди них залегают пласт известняков толщиной 22 м. В нижней части (11 м) известняки кораллово-строматопоровые биогермные. Выше известняки темно-серые и черные слоистые битуминозные (углеродистые) с тентакулитами, содержат прослойки криноидного известняка и брахиоподового ракушняка (Рисунок). Породы данного интервала представлены «доманикитами», сложенными чередованием черных и темно-серых известняков и черных аргиллитов с варьирующей мощностью от долей сантиметра до 8–10 см. Содержание Сорг в черных битуминозных прослойках достигает 3–5 %.

В этих известняках установлены конодонты, характерные для самой верхней части живетского яруса: *Ctenopolygnathus aff. parallelus* Ovnatanova, Kononova, Kolesnik et Gatovsky (ювенильная форма); *Icriodus brevis* Stauffer; *Klapperina disparilis* Ziegler et Klapper; *Laneina vysotskii* (Bardashev); *Ozarkodina cf. semialternans* (Wirth); *Polygnathus cristatus* Hinde; *Polygnathus limitaris* Ziegler, Klapper et Johnson; *Polygnathus ovatinodosus* Ziegler et Klapper; *Polygnathus paradecorosus* Ji et Ziegler; *Polygnathus xylus* Stauffer; *Schmidtnathus latifossatus* → *Schmidtnathus hermanni* Ziegler et Klapper; *Schmidtnathus wittekindti* Ziegler.

Встречены также живетские брахиоподы *Leiorhynchus?* sp. и *Warrenella?* sp., мелкие гладкие спирифериды с септой в брюшной створке (*Komiella?* sp.) (определения Л.И. Мизенс). Выше по каротажным данным прослеживается пачка глин муллинского горизонта, которые перекрываются пашийскими кварцевыми песчаниками (датированы по спорам).

Отложения карбонатного пласта по составу и мощности сходны с известняками, описанными в верхней части ардатовского горизонта (репер «средний известняк») [1]. В верхней части эти известняки имеют признаки доманикитов, характерной особенностью которых является битуминозность и окремнение [4], а также наличие остатков тентакулитов.

Доманикиты в девонских отложениях известны на нескольких уровнях – в афонинском горизонте эйфельского яруса под названием «инфрадоманик», в доманиковом горизонте франского яруса [4, 5, 6]. Циклическая смена песчаных, глинистых

и карбонатных осадков на юго-востоке Русской платформы в девонское время обусловлена серией трансгрессивно-регрессивных циклов [7]. Доманикиты формировались в стадию максимальной трансгрессии.

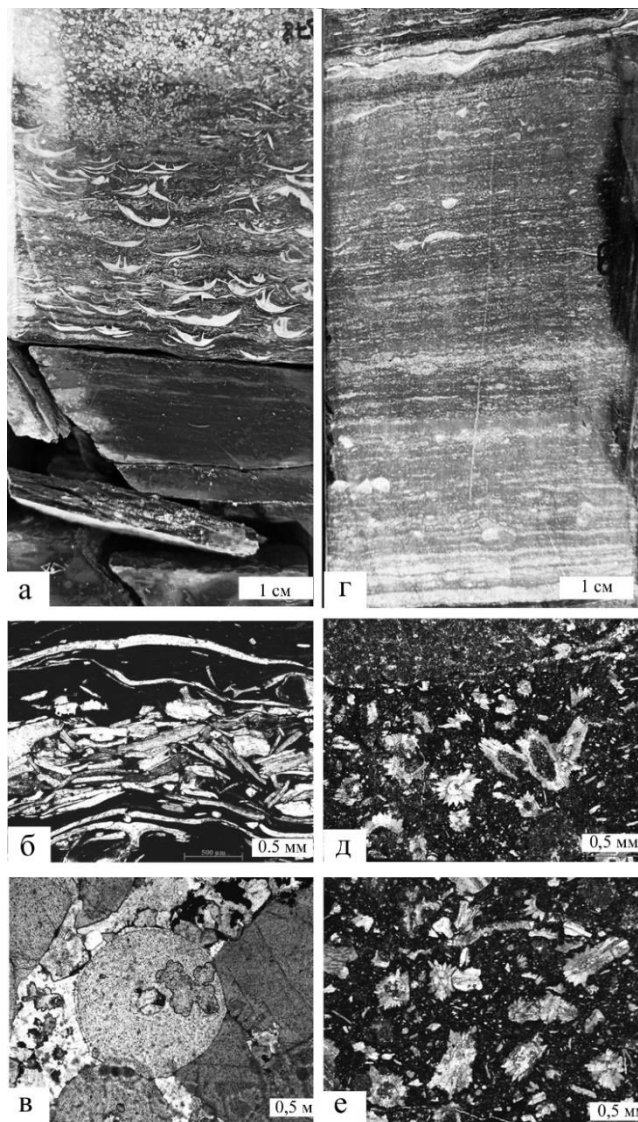


Рисунок. Доманикиты верхнеживетского подъяруса в керне скважин ВОСП: а, б, в – прослой брахиоподовых (а,б) и кремненых криноидных (в) известняков темпеститового типа в битуминозных вакстоунах: а – гл. 3616,4 м; б – гл. 3616,5 м, в – гл. 3618,7 м; г,д,е – тонкослойные битуминозные известняки с тентакулитами: г – гл. 3624,6 м, д,е – гл. 3624,8 м; б,в,д,е –шлифы, николи параллельны

Таким образом, на территории ВОСП в девонских продуктивных толщах установлен еще один уровень битуминозных отложений доманикового типа, датированный по конодонтам и брахиоподам поздним живетом.

Литература

1. Тяжева А. П., Микрюков М. Ф., Рождественская А. А. Девонские отложения Башкирии. Ч.1. Стратиграфия. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 252 с.

2. Чибрикова Е. В. Стратиграфия девонских и более древних палеозойских пород Южного Урала и Приуралья (по растительным микрофоссилиям). М.: Наука, 1977. 192 с.
3. Силантьев В. В., Валидов М. Ф., Мифтахутдинова Д. Н., Морозов В. П., Ганиев Б. Г., Лутфуллин А. А., Шуматбаев К. Д., Хабинов Р. М., Нургалиева Н. Г., Толоконникова З. А., Королев Э. А., Судаков В. А., Смирнова А. В., Голод К. А., Леонтьев А. А., Шамсиев Р. Р., Нойкин М. В., Косарев В. Е., Никонорова Д. А., Ахметов Р. Ф. Модель осадконакопления пашийского горизонта (терригенная толща девона) Южно-Татарского свода Волго-Уральской нефтегазоносной провинции // Георесурсы, 2022. Т. 24. № 4. С. 12–39.
4. Морозов В. П., Кольчугин А. Н., Королев Э. А., Плотникова И. Н., Пронин Н. В. Литолого-фациальный анализ доманикитов Волго-Уральского региона. Материалы 10 Уральского литологического совещания. Екатеринбург: ИГГ УРО РАН, 2014. С. 134–135.
5. Горожанина Е. Н., Пазухин В. Н., Горожанин В. М., Кочетова Н. Н., Чибрикова Е. В. Стратиграфия и литофации девона юго-запада Оренбуржья (по данным бурения). Геологический сборник № 9. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. С. 44–53.
6. Горожанина Е. Н., Пазухин В. Н., Горожанин В. М., Войкина З. А. Биостратиграфия и литофации среднего-верхнего девона Аязовского нефтяного месторождения (северо-восток Башкирии) // Литосфера, 2023. № 23 (1). С. 68–91.
7. Геологическое строение и нефтегазоносность Оренбургской области. (Ред. А. С. Пантелеев, Н. Ф. Козлов). Оренбург: Оренбургское кн. изд-во, 1997. 272 с.

А. В. Дронов

Геологический институт РАН, Москва

ОСАДОЧНЫЕ СЕКВЕНЦИИ И КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ В ОРДОВИКЕ: РЕГИОНАЛЬНЫЙ И ГЛОБАЛЬНЫЙ АСПЕКТЫ

Глобальная кривая колебаний уровня мирового океана, построенная на основе сейсмостратиграфических и секвенс-стратиграфических исследований была впервые опубликована более 45 лет назад [1]. Более детальная кривая для ордовикского периода, базирующаяся в основном на секвенс-стратиграфических исследованиях по Североамериканской платформе, была опубликована около 15 лет назад [2]. С тех пор в нее были внесены определенные уточнения, не носящие, однако, принципиального характера [3, 4]. С другой стороны, до сих пор не было предпринято попытки проследить и скоррелировать отдельные осадочные секвенции по всему миру, во всяком случае, для ордовикского периода. Отчасти это обусловлено сложностями высокоразрешающей глобальной корреляции. Обычно предполагается, что кривая колебаний уровня моря для ордовика имеет эвстатическую природу и осадочные секвенции, выделенные в Северной Америке, могут быть идентифицированы и прослежены по всему миру. Однако доказательством этого предположения на практике никто до сих пор не занимался.

Сравнительный анализ ордовикских разрезов Сибирской и Североамериканской платформ демонстрирует удивительное сходство в характере эволюции осадконакопления и в форме реконструированных кривых колебаний уровня моря [5]. На обеих платформах последовательность отложений начинается с тропических карбонатов со строматолитами, оолитовыми грейнстоунами, гипсами и доломитами, которые сменяются вверх по разрезу кварцевыми песчаниками. А венчается разрез

серией холодноводных нетропических карбонатов [6, 7]. Кривая колебаний уровня моря для ордовика Североамериканской платформы демонстрирует существенное падение уровня моря на границе нижнего и среднего ордовика и продолжительный период относительно низкого стояния уровня моря в течение дапинского и дарривильского времени (80–100 м ниже, чем в течение раннего и позднего ордовика) [8]. Кривая колебаний уровня моря для ордовика Сибирской платформы выглядит примерно так же [9, 10].

С другой стороны, кривые колебаний уровня моря, реконструированные для ордовика платформ и террейнов, отколовшихся от Гондванского суперконтинента (Африка, платформа Янцзы, Южная Америка, Авалония) выглядят несколько иначе [11, 12, 13, 14]. Средний ордовик на всех этих кривых представлен интервалом высокого стояния уровня моря. Что же касается Русской платформы (палеоконтинент Балтия), то для нее существуют две альтернативные кривые колебаний уровня моря в ордовике. Одна из них была предложена А. Нильсеном [15] и основана на экостратиграфических построениях по трилобитам. Она демонстрирует поразительное сходство с Североамериканской моделью. Другая кривая, основанная на анализе осадочных секвенций [16], демонстрирует гораздо большее сходство с кривыми колебаний уровня моря, разработанными для платформ и террейнов, отколовшихся от Гондваны [17].

Это противоречие отражает различие во взглядах на интерпретацию условий и глубины формирования известняковых тел в относительно глубоководной части ордовикского бассейна Балтоскандии [18]. Появление известняковых фаций в области формирования черных граптолитовых сланцев интерпретируется как событие обмеления и падения уровня моря в модели, предложенной А. Нильсеном [15], исходя из предположения, что черные граптолитовые сланцы отлагались на большей глубине, чем известняки. С другой стороны, одновозрастные отложения в относительно мелководной части бассейна характеризуются экспансией относительно глубоководных морских красноцветных фаций в более мелководные, прибрежные, зеленоцветные, глауконит-содержащие фации, что может быть интерпретировано как событие углубления и подъема уровня моря.

Инвазия известняковых фаций в относительно глубоководные обстановки формирования черных граптолитовых сланцев может быть объяснена с помощью механизма «сброса высокого стояния» (“highstand shedding”), предложенного В. Шлагером [19]. Согласно этому механизму, карбонаты продуцируются на мелководье, где «карбонатная фабрика» работает на полную мощность, когда площадь мелководных обстановок осадконакопления на шельфе максимальна, т. е. в моменты высокого стояния уровня моря, когда мелководье залито. Оттуда они выносятся в более глубоководные части бассейна и отлагаются там, фиксируя максимум производства карбоната как раз во время максимума трансгрессии. Базируясь на этой интерпретации, можно сделать вывод, что появление известняков в среднем ордовике в относительно глубоководной Датско-

Норвежской черносланцевой фациальной зоне ордовикского бассейна Балтоскандии отражает не падение, а подъем уровня моря, что хорошо согласуется с наблюдениями в относительно мелководной части бассейна. Таким образом, получается, что кривая колебаний уровня моря для ордовика Русской платформе скорее соответствует моделям, разработанным для Гондванских платформ, чем для Сибири и Лаврентии.

В целом же получается, что вместо единой кривой эвстатических колебаний уровня моря для ордовикского периода, возможно, более корректно было бы предложить, как минимум, две субглобальные кривые для двух больших тектонических регионов, один из которых включает Сибирскую и Североамериканскую платформы, а другой – Балтию и платформы Гондванской группы. Это деление, возможно, отражает позицию основных литосферных плит в ордовике [5].

На основании анализа развития региональных несогласий, формы кривых колебаний уровня моря и тенденций эволюции осадконакопления в ордовике можно выделить основные четыре группы платформ: 1) Сибирь и Лаврентия; 2) Балтия (Русская платформа), платформа Янцзы (Южнокитайская), Таримская и Северокитайская платформы; 3) Африка, Аравия и Европейские террейны; 4) Австралия и Сибумацу. Другие террейны, как правило, могут быть отнесены к одной из уже перечисленных групп. Прямая детальная корреляция осадочных секвенций гораздо более успешна внутри обозначенных групп и встречается с определенными трудностями при попытке корреляции между этими группами. Возможно, что это является отражением региональной или субглобальной тектоники и палеогеографической позиции соответствующих блоков. Те осадочные секвенции, которые могут быть идентифицированы прослежены глобально, вне зависимости от указанных блоков, по-видимому, отражают глобальные эвстатические события.

Работа была выполнена при поддержке Российского научного фонда, грант № 20-17-00198.

Литература

1. *Vail P.R., Mitchum R.M., Thompson S.* Global cycles of relative changes in sea-level // *Seismic stratigraphy and global changes of sea-level part 4* // AAPG Memoir No 26. 1977. P. 83–96.
2. *Haq, B. U., Schutter S.R.* A Chronology of Paleozoic Sea-Level Changes // *Science*. 2008 V. 322. P. 64–68.
3. *Ogg, J.G., Ogg, G.M., Gradstein, F.M.* *Concise Geologic Time Scale 2016*. Elsevier, 2016. 234 p.
4. *Goldman D., Sadler P.M., Leslie S.A. et al.* Chapter 20. The Ordovician Period // *Geologic Time Scale 2020*. V. 2. / Gradstein F.M., Ogg, J.G., Schmitz, G.H., Ogg, G.M. (Eds.). Elsevier, 2020. P. 631–694.
5. *Dronov A.V.* Chapter 5. Ordovician Sequence Stratigraphy of the Siberian and Russian Platforms // *Advances in Sequence Stratigraphy* / Montenari M. (Ed.). Special Issue. *Stratigraphy & Timescale*. V. 2, Elsevier, 2017. P. 187–241.
6. *Ettensohn, F.R.* Origin of the Late Ordovician (mid-Mohawkian) temperate-water conditions on southeastern Laurentia: Glacial or tectonic? // *The Ordovician Earth System* / Finney, S.C. and Berry, W.B.N., (eds.) Geological Society of America Special Paper 466, 2010. P. 163–175.
7. *Dronov A.* Late Ordovician cooling event: Evidence from the Siberian Craton. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2013. V.389. № 1. P. 87–95.

8. Ross C. A. and Ross J. R. P. North American depositional sequences and correlations // Ordovician Odyssey: Short Papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System / J.D. Cooper, M.L. Droser, S.C. Finney (Eds.) Fullerton. 1995. P. 309–313.
9. Dronov A. V., Kanygin A. V., Timokhin A. V., Tolmacheva T. Ju., Gonta T. V. Correlation of Eustatic and Biotic Events in the Ordovician Paleobasins of the Siberian and Russian Platforms // Paleontological Journal. 2009. V. 43. №11. P. 1477–1497
10. Kanygin A., Dronov A., Timokhin A., Gonta T. Depositional sequences and palaeoceanographic change in the Ordovician of the Siberian craton // Paleogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology. 2010. V. 296. №3-4. P. 285–294.
11. Videt B., Paris F., Rubino J.-L., Boumendjel K., Dabar, M.-P., Loi A., Ghienne J.-F., Marante A., Gorini A. Biostratigraphical calibration of third order Ordovician sequences on the northern Gondwana platform // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2010. V. 296. P. 359–375.
12. Su W. Ordovician sea-level changes: evidence from the Yangtze Platform // Acta Palaeontologica Sinica 46 (suppl.). 2007. P. 471–476.
13. Heredia S., Beresi M. Ordovician events and sea-level changes on the western margin of Gondwana: The Argentine Precordillera // Ordovician Odyssey: Proceedings of 7th International Symposium on the Ordovician System / Cooper, J.D., Droser, M.L., Finney, S.C. (Eds.), Pacific Section. SEPM, California, Fullerton, 1995. P. 315–318.
14. Woodcock N. H. Sequence stratigraphy of the Paleozoic Welsh Basin // Journal of the Geological Society of London. 1990. V. 147. P. 537–547.
15. Nielsen A. T. Ordovician sea-level changes: a Baltoscandian perspective // The Great Ordovician Biodiversification Event / Webby, B.D., Paris, F., Droser, M.L. & Percival, I. G. (Eds.). New York, Columbia University Press, 2004. P. 84–93.
16. Dronov A., Holmer L. Ordovician Sea-Level Curve: Baltoscandian View // The Fifth Baltic Stratigraphical Conference, Geological Survey of Lithuania, Vilnius, 2002. P. 33–35.
17. Munnecke, A., Calner, M., Harper, D.A.T., Servais, T. Ordovician and Silurian sea-water chemistry, sea-level, and climate: A synopsis // Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2010. № 296. P. 289–413.
18. Дронов А. В. Осадочные секвенции и колебания уровня моря в ордовике Балтоскандии // Стратиграфия в начале XXI века – тенденции и новые идеи. М.: Геокарт. ГЕОС. 2013. С. 65–92.
19. Schlager, W. Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy // Concepts in Sedimentology and Paleontology №8, SEPM (Society for Sedimentary Geology) / Crossey, L.J (Ed.), 2007. 200 p.

А. А. Ескин, Э. А. Королёв, В. П. Морозов, А. Н. Кольчугин
Казанский федеральный университет, Казань

ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НЕФТЕНОСНЫХ КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ ВЕРЕЙСКОГО ГОРИЗОНТА ВОСТОЧНОГО БОРТА МЕЛЕКЕССКОЙ ВПАДИНЫ

Отложения верейского горизонта московского яруса расположенные на территории РТ служат потенциальным объектом настоящей и будущей нефтедобычи [1, 2]. В них сосредоточено, по разным оценкам, от 15 до 20 % запасов углеводородов. Наиболее продуктивными отложения верейского горизонта находятся в юго-восточной части Татарстана. В структурно-тектоническом отношении они приурочены к малоамплитудным поднятиям западного склона Южно-Татарского свода и восточного борта Мелекесской впадины. Нефтяные залежи относят к пластово-сводовому типу, располагаются в пределах малоамплитудных купольных поднятий диаметром в

основании от 2,0 до 6,0 км². В составе разрезов многопластовых нефтяных залежей выделяются как карбонатные, так и терригенные породы коллекторы. Отличительной особенностью нефтеносного верейского горизонта является слабая латеральная выдержанность нефтепродуктивных пластов, в результате чего даже на близкорасположенных поднятиях их корреляция затруднительна [3].

Объектом исследования являлся керновый материал 5 скважин, вскрывших отложения регионально нефтеносного верейского горизонта московского яруса восточного борта Мелекесской впадины. Средняя мощность кернового материала составляет ~ 40 м. Изученные разрезы сложены чередованиями карбонатных, карбонатно-глинистых и глинистых пород. В нижней части разрезов преобладают карбонатные породы, в верхней – терригенные. В настоящее время разработка ведется преимущественно нижних карбонатных пород коллекторов, терригенные коллектора не рассматриваются в качестве перспективных объектов нефтедобычи. Для удобства корреляции карбонатных пород верейского горизонта по геофизическим данным были установлены критерии выделения нефтеносных пластов, каждый из которых получил свое технологическую аббревиатуру. Снизу вверх в разрезах карбонатного верейского горизонта выделяются породы коллекторы с обозначениями: Свр-1, Свр-2, Свр-3, Свр-4, Свр-5 и Свр-6. На большей части территории Татарстана рабочими являются в основном Свр-1, Свр-2 и Свр-3, вышелегающие пласты Свр-4, Свр-5 и Свр-6 часто не дают промышленных притоков нефти. Несмотря на относительно хорошую изученность пород верейского горизонта, до сих пор нет определенных представлений о факторах, обуславливающих степень продуктивности карбонатных пластов коллекторов в разрезах этого возраста. Учитывая это, было проведено литолого-минералогическое изучение пород коллекторов Свр-1, Свр-2, Свр-3, Свр-4, Свр-5 и Свр-6.

Для выделения и индексации нефтеносных пластов верейского горизонта было проведено сопоставление карбонатных коллекторов в разрезах с кривыми стандартного каротажа. Из каждого пласта (Свр-1, Свр-2, Свр-3, Свр-4, Свр-5 и Свр-6) были отобраны образцы для проведения литолого-минералогических и петрофизических исследований. При диагностике и описании карбонатных пород в работе принята структурная классификация Р. Дж. Данхема [4]. Методами исследования являлись оптико-микроскопический, рентгенографический, термический анализ, а также стандартные петрофизические исследования. Усреднённые результаты фильтрационно-ёмкостных свойств, а также фракционный состав углеводородов по данным термического анализа (лёгкие углеводороды – ЛУВ; тяжёлые углеводороды – ТУВ) для нефтеносных пластов верейского горизонта сведены в таблицу 1.

Пласт Свр-1 в разрезах верейского горизонта имеет небольшую мощность (до 0,5 м), литологически представлен известняками пакстоунами и грейнстоунами, а также мергелями. За счёт неравномерного нефтенасыщения породы от светло-серого до тёмно-бурого цвета, что формирует слоистую текстуру. Согласно данным оптико-

микроскопического анализа известняки сложены пелоидными и комковатыми микрозернистыми фрагментами сфероидальной формы. Также в строении плотной структурной упаковки участвуют фрагменты водорослей, обломки криноидей и гранулированные раковины фораминифер. Органические остатки сцементированы кальцитовым микритовым цементом порового типа, содержание которого не превышает 15 %. Известняки подвержены неравномерному выщелачиванию. Структура пустотного пространства сформирована порами межгранулярного типа (до 10 %) и флюидодинамическими каналами размером до 0,2 мм, неравномерно распределёнными по площади шлифа. Участками в пустотном пространстве отмечаются зёрна вторичного кальцита размером до 0,1 мм.

Пласт Свр-1 прослеживается не во всех разрезах горизонта, в отличие от следующего пласта Свр-2. Литолого-минералогические характеристики пластов схожи, однако мощность последнего может достигать 2м. Свр-2 сложен пелоидными и комковатыми пакстоунами, содержащих меньшее количество глинистого материала. Характерной особенностью пласта является однородная тёмно-бурая окраска пород, за счёт однородной пористости до 15 % и равномерного нефтенасыщения. Структура пустотного пространства сформирована порами межгранулярного типа и флюидодинамическими каналами диаметром 0,25 мм.

В разрезах верейского горизонта пласты Свр-1 и Свр-2 разделены плотными заглинизированными известняками без признаков выщелачивания. Поскольку пласты находятся в основании разрезов верейского горизонта, визуально они могут сливаться в единый неразделённый пласт-коллектор.

Следующий пласт Свр-3 характеризуется большей мощностью (более 5 м) и равномерным характером нефтенасыщения. В разрезах скважин пласт диагностируется надёжно. Литологически представлен фузулиновыми грейнстоунами, сложенными гранулированными раковинами размером до 1мм, фрагментами водорослей и обломками криноидей. Органические остатки сцементированы кальцитовым микритовым цементом порового типа, содержание которого не превышает 15 %. В грейнстоуне также наблюдаются зёрна кварца и полевых шпатов песчаной и алевритовой размерности.

Породы пласта подвержены интенсивному выщелачиванию. Структура пустотного пространства сформирована порами внутригранулярного и межгранулярного типов, размером до 0,3 мм и содержанием до 20 %. В пространстве первых отмечаются сфероидальные агрегаты глауконита, в пространстве вторых – новообразованные идиоморфные кристаллы доломита, размером до 0,3 мм.

Породы пласта Свр-4 (мощность до 2,5 м) характеризуются слабой, неравномерной нефтенасыщенностью и поэтому не рассматриваются в качестве объекта нефтедобычи. В литологическом отношении сложен пелоидными и комковатыми пакстоунами, зачастую с глинистым материалов в виде прослоев. Пакстоун содержит фрагменты водорослей, брахиопод, криноидей, а также онколиты. Цемент микритовый,

НОВАТОРСКАЯ ЛИТОЛОГИЯ ФРОЛОВА: ОБЩЕЕ И ЧАСТНОЕ (МОСКВА, 2023)

базально-порового типа. Структура пустотного пространства сформирована изолированными порами межгранулярного типа (до 7 %) размером до 0,1 мм. Породы подвержены вторичным процессам доломитизации и кальцитизации. Внутри пор фиксируются новообразованные идиоморфные кристаллы доломита и ксеноморфные зёрна кальцита, размером до 0,1 мм.

Пласты Свр-5 и Свр-6 в разрезах скважин весьма схожи по своему строению и характеристикам. Их средняя мощность не превышает 2,5 м при неравномерном полосчатом нефтенасыщении. В литологическом отношении пласты сложены пелоидными и комковатыми пакстоунами-грейнстоунами. Породы содержат фрагменты гранулированных раковин фораминифер, брахиопод, члениками криноидей, водорослями и пелоидами. Цемент спаритовый, базального типа содержанием до 30%. Структура пустотного пространства сформирована редкими изолированными порами межгранулярного типа (до 5 %) размером до 0,05 мм.

В составе пластов отмечаются угловатые и плохо-окатанные зёрна полевых шпатов и кварца алевро-песчанистой размерности, причём доля аллотигенной компоненты от пластов Свр-5 к Свр-6 возрастает (с 15 % до 45 %). За счёт наличия глинистых минералов в пространстве известняков присутствуют сфероидальные агрегаты глауконита и пирита размером до 0,2 мм. Известняки подвержены вторичным процессам кальцитизации и сульфатизации, что является признаком заводнения пластов. Поэтому рассматриваемые породы не могут являться объектом нефтяной разработки.

Таблица

Фильтрационно-ёмкостные и геохимические характеристики нефтеносных пластов верейского горизонта

№ пласта	Пористость, %		Проницаемость, 10^{-3} мкм ²	Содержание остаточного ОВ, %	Фракционный состав углеводородов, %	
	средняя	эффективная			ЛУВ	ТУВ
Свр-6	14,46	9,02	34,6	4,69	46,2	53,8
Свр-5	9,63	9,29	81,7	3,79	54,3	45,7
Свр-4	8,48	4,96	18,4	4,16	65,4	34,6
Свр-3	13,56	10,46	129,02	3,79	71,2	21,9
Свр-2	13,46	10,6	47,1	4,5	62,3	31,8
Свр-1	5,43	2,80	0,5	2,5	71,5	19,5

Анализируя полученные данные о литолого-минералогическом строении, фильтрационно-ёмкостных свойствах и качественном составе углеводородов нефтепродуктивных пластов верейского горизонта можно сделать следующие выводы:

Пласты Свр-1 и Свр-2 могут рассматриваться в качестве объекта нефтедобычи лишь при наличии гидродинамической связи между ними за счёт флюидодинамических каналов.

Пласты Свр-3 является наиболее продуктивными объектами нефтеразработки ввиду хороших ФЕС и незначительных вторичных изменениях в нём.

Свр-4 не может рассматриваться как объект нефтедобычи, поскольку обладает плохими ФЕС и содержит глинистый материал.

Свр-5 и Свр-6 не могут рассматриваться как потенциально значимыми для нефтеразработки ввиду развитых в них вторичных процессов кальцитизации и сульфатизации как следствие начала заводнения пластов.

Работа выполнена за счет средств субсидии, выделенной Казанскому федеральному университету для выполнения государственного задания в сфере научной деятельности, проект № FZSM-2023-0014.

Литература

1. Ларочкина И. А. Перспективы развития нефтедобычи в Республике Татарстан // Георесурсы. 2011. Т. 4. № 40. С. 2–6.
2. 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. 2020. Т. 2. № 22. С. 29–36.
3. Баранова А. Г., Круглов М. П. Отличительные черты геологического строения восточного участка Урнякского нефтяного месторождения // Георесурсы. 2010. Т. 3. № 35. С. 42–43.
4. Dunham R. J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. Classification of carbonate rocks // Simp. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. Ed. W.E. Ham. 1962. V.1. Pp. 108–121.

Е. И. Заманова

МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва

ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ТЮМЕНСКОЙ СВИТЫ НОВОПОРТОВСКОГО ВАЛА

В Западно-Сибирском нефтегазоносном бассейне отложения тюменской свиты представляют собой один из главных продуктивных объектов, в связи с чем изучение их фациального строения является важной и перспективной задачей. Тюменская свита имеет сложное строение: частая смена обстановок осадконакопления порождает многообразие фаций, а высокая латеральная изменчивость отложений обуславливает многочисленные неточности при построении региональных карт. Учитывая данные особенности, тюменская свита нуждается в специальном детальном изучении на малых территориях.

На основании литологического описания керна 2 скважин (104 м) Новопортовского месторождения были выделены 28 литотипов пород. По генетическим признакам в разрезах выделена прибрежная обстановка осадконакопления, включающая в себя ассоциацию фаций дельты с преобладанием волнения и ассоциацию фаций побережья с преобладающей волновой деятельностью.

Ассоциация фаций дельты с преобладанием волнения объединяет фации русловых каналов, внутридельтовых заливов и береговых валов.

Отложения русловых каналов имеют циклическое строение и представлены светло-серыми тонко-мелкозернистыми песчаниками, переходящими вверх по разрезу в серые мелко-крупнозернистые алевролиты. Последние содержат прослои и линзы тонкозернистого, алевролитистого песчаника. Алевролиты подстилают углистые алевро-аргиллиты и черные угли. Характерные текстуры фации: волнистые, линзовидно-волнистые, линзовидные, косые, местами нарушенные биотурбацией; в кровельной части – горизонтально-слоистые и массивные.

Отложения внутридельтовых заливов определяются тонко-мелкозернистыми песчаниками, местами алевроитовыми, с частыми тонкими слоями углисто-глинистого материала. Нередко встречаются песчанистые крупнозернистые алевролиты со слоями углисто-глинисто-слюдистого материала. Типичные текстуры: линзовидно-волнистые, косые, наклонные, горизонтальные, массивные, местами нарушенные интенсивной биотурбацией, деформационные, пуддинговые, текстуры ряби.

Фация береговых валов фиксируется по светло-серым песчаникам, местами с буроватым оттенком, от тонко-мелкозернистых до средне-мелкозернистых, редко переслаивающимся с алевролитом. Текстуры в основном массивные, неотчетливые косые и наклонные.

Ассоциация фаций побережья с преобладанием волновой деятельности представлена фацией пляжа.

Отложения пляжа определяются переслаиваниями тонко-мелкозернистых песчаников и алевролитов; а также средне-мелкозернистых песчаников с глинистыми алевролитами. Характерные текстуры: косые, ряби течения, линзовидно-волнистые, деформационные, биотурбационные, горизонтальные, массивные. Местами слоистость подчеркнута углисто-слюдистым материалом.

Отложения разрывных течений сложены песчаниками с кальцитовым цементом, массивными, с текстурами деформаций в приподошвенной части и эрозионными границами.

На участке Новопортовского вала в тюменское время наблюдается смена обстановок седиментации от дельтовых к пляжевым, обусловленная трансгрессией моря с востока на запад.

Литература

1. *Конторович А. Э., Конторович В. А., Рыжкова С. В., Шурыгин Б. Н., Вакуленко Л. Г., Гайдебурова Е. А., Данилова В. П., Казаненков В. А., Ким Н. С., Костырева Е. А., Москвин В. И., Ян П. А.* Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде // Геология и геофизика. 2013. № 8. С. 972–1012.
2. *Конторович В. А.* Тектоника и нефтегазоносность западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба // Геология и геофизика. 2011. № 8. С. 1027–1050.

3. Реддинг Х. Г., Коллинсон Дж. Д., Аллен Ф. А., Эллиотт Т., Шрейбер Б. Н., Джонсон Г. Д., Болдуин К. Т., Селлвуд Б. У., Дженкинс Х. К., Стоу Д. А. В., Эдуардз М., Митчелл А. Х. Г. Обстановки осадконакопления и фации. В 2-х т. Т. 1: Москва: Мир, 1990. 384 с.

Н. Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр АН РС (Я), Мирный

ОСОБЕННОСТИ АЛМАЗОВ В РАЗЛИЧНЫЕ ЭПОХИ КОРООБРАЗОВАНИЯ

Из ранее нами установленных 8 периодов корообразования и кимберлитового магматизма, на Сибирской платформе (СП) в фанерозое устанавливаются три эпохи [1–4]: среднепалеозойская, средне-позднетриасовая и позднеюрско-раннемеловая. К *среднепалеозойской эпохе* относятся все известные высоко и низко алмазоносные кимберлитовые тела центральной и некоторые убого алмазоносные трубки северо-восточной частей платформы. Присутствие крайне незначительных количеств алмазов в последних трубках не позволяет провести объективное сравнение типоморфных особенностей алмазов из разновозрастных кимберлитовых тел этих двух регионов платформы. Для наиболее продуктивных кимберлитовых тел центра платформы характерно резкое преобладание груболаминарных кристаллов октаэдрического и переходного от него к ромбододекаэдрическому габитусов с розово-сиреневой фотолюминесценцией, при низком (10 %) содержании последних индивидов, среди которых практически отсутствуют округлые алмазы. Здесь, в низко алмазоносных трубках отмечается равное соотношение кристаллов октаэдрического и ромбододекаэдрического габитусов с сине-голубой фотолюминесценцией при сравнительно низком (первые проценты) содержании типичных округлых алмазов. Типоморфные особенности кристаллов из среднепалеозойских трубок северо-востока платформы близки к таковым из низкоалмазоносных тел ее центральной части [5–8]. На примере трубки Аэрогеологическая (Верхне-Моторчунское поле) можно констатировать, что принципиальных отличий в условиях образования алмазов из кимберлитов среднего палеозоя этих двух регионов нет. Отмечается одинаковый “тяжелый” изотопный состав углерода, ультраосновная ассоциация твердых включений в алмазах и преобладание ламинарных кристаллов октаэдрического и переходного от него к ромбододекаэдрическому габитусов. Встречающиеся в подчиненном количестве ромбододекаэдрические кристаллы представлены додекаэдроидами с шагренью и полосами пластической деформации. Несмотря на преобладание в этой трубке типоморфных безазотных алмазов, характеризующихся зеленой фотолюминесценцией, их абсолютное содержание (в кар/т) не выше, чем в трубках Далдынского и Алакит-Мархинского кимберлитовых полей и почти на порядок ниже по сравнению с Верхне-Мунским полем. Результаты исследования типоморфных особенностей алмазов из

россыпей Молодо-Далдыно-Толуопского междуречья каменноугольного, пермского и современного возрастов свидетельствуют о существовании в районе Кютюнгинского грабена и прилегающих к нему территорий высокопродуктивных кимберлитовых тел с содержанием алмазов не ниже северного рудного столба трубки Малокуонапская и выше, оцениваемыми по кристалломорфологическому критерию алмазоносности порядка 1–2 кар/тонну, которые характеризуются комплексом особенностей, характерных для богатых кимберлитовых тел центра платформы [9–12].

К *средне-позднетриасовой эпохе* относится подавляющее большинство убого алмазоносных кимберлитовых тел Средне-Оленекского и Куонапского районов северо-востока платформы, в которых установлены представительные количества алмазов. Их типоморфные особенности принципиально не отличаются от таковых алмазов из низко алмазоносных кимберлитовых тел центра платформы, за исключением южного куста трубок Лучаканского поля [13–15]. По результатам исследования твердых включений в алмазах, их генезис в подавляющем большинстве кимберлитовых тел (за исключением трубки Малокуонапская) ультраосновной. Кристаллы, типоморфные для россыпей северо-востока Сибирской платформы (СВСП), в известных кимберлитовых телах региона отсутствуют. Кристалломорфологические особенности алмазов из этих тел свидетельствуют в целом о благоприятных условиях их сохранности, при низком окислительном потенциале кимберлитовых расплавов и более спокойных режимах формирования трубок по сравнению с таковыми центра платформы. Скульптуры травления алмазов (каверны, коррозия и матировка), свидетельствующие об окислении алмазов на заключительном этапе формирования кимберлитовых тел, в отличие от алмазов из трубок Верхне-Мунского поля, для известных проявлений кимберлитового магматизма пермо-триасового возраста не характерны. Пример трубки Малокуонапская говорит о возможности применения морфологического критерия алмазоносности для прогнозирования кимберлитовых тел с определенным уровнем содержания алмазов по результатам исследования их кристалломорфологических особенностей. Критерием поисков кимберлитовых тел этого и среднепалеозойского возраста центра платформы является преобладание ламинарных кристаллов октаэдрического и переходного от него к ромбододекаэдрическому габитусов, в том числе и в классах крупности +2 мм. К *позднеюрской эпохе* относится только трубка Дьянга (Куойкское поле) с сопряженной жилой-78, в которой установлено статистически представительное (сотни кристаллов) количество находок. В других кимберлитовых телах позднеюрского возраста известны лишь единичные кристаллы, причем большинство из них является следствием заражения при обогащении, кроме трубки Хризолитовая. Алмазы из трубки Дьянга не имеют аналогов среди известных кимберлитовых тел СП, а из жилы-78 аналогичны кристаллам трубки Дьянга. Типоморфизм алмазов этой трубки характеризуется преобладанием дефектных додекаэдровидов с шагренью и полосами пластической деформации, на которых зачастую присутствуют каверны при низком содержании ложно

октаэдрических кристаллов. Для них присуще интенсивное проявление скульптур травления, вплоть до образования кавернозных обломков, и низкое содержание целых индивидов, почти полное отсутствие двойников и сростков, преобладающая желтая и зеленая люминесценция, превалирование камней с несколько облегченным ($\delta C^{13} = -8-10 \text{ ‰}$) изотопным составом углерода и высокой ролью сингенетических твердых включений в алмазах эклогитового (пироксенитового) парагенезиса, отличающихся по типохимизму состава включений данного парагенезиса в алмазах из кимберлитовых тел других регионов платформы. Подобные по свойствам алмазы отсутствуют как в известных кимберлитовых телах, так и россыпях платформы и могут характеризовать специфику проявления молодого мезозойского кимберлитового магматизма в Нижне-Оленекском алмазоносном районе (Куойкское и Верхне-Молодинское кимберлитовые поля). Аналогичные алмазы полностью отсутствуют и в древних вторичных коллекторах как карнийского (Приверхоянский прогиб), так и раннекаменноугольного (район Кютюнгдинского грабена) возрастов. По предварительным данным, включения оранжевого граната эклогитового парагенезиса встречено в одном из двух достоверно известных алмазов в трубке Хризолитовая (Верхне-Молодинское поле). Для кимберлитов трубки Дьянга характерно высокое содержание пироксенов шести цветовых разновидностей, а также K_2O , что подтверждает своеобразие вещественного состава этой трубки [5–7]. В ней также интенсивно проявлены процессы травления алмазов, которые присущи, хотя и в меньшей степени, во всех без исключения кимберлитовых тел Верхне-Мунского поля, а также в некоторых трубках Далдынского и Алакит-Мархинского полей, имеющих среднепалеозойский возраст. Поэтому присутствие в трубке Дьянга протравленных алмазов требует выяснения окислительно-восстановительных условий при формировании кимберлитов. Приведенные данные свидетельствуют о специфике проявления мезозойского кимберлитового магматизма в этом регионе северо-восточной части платформы.

Проведенными исследованиями показано, что основными особенностями корообразования и кимберлитового магматизма является гетерохронность их проявлений. Изучение типоморфных алмазов из кимберлитовых тел трех эпох кимберлитового магматизма фанерозойского возраста позволило выявить некоторые черты сходства и различия, а также сделать вывод о том, что они принципиально отличаются от ассоциации алмазов эбеляхского (нижнеленского) типа, резко преобладающих в россыпях СВСП как современного, так более древних возрастов. Для этой ассоциации характерно преобладание своеобразных алмазов (графитизированные ромбододекаэдрониды и равномерно окрашенные кубониды), отсутствующих в кимберлитовых телах платформы, при высоком содержании типично округлых алмазов уральского (бразильского) типа с превалирующей эклогитовой ассоциацией включений в них. Подтверждено отличие этих алмазов по комплексу типоморфных особенностей от кристаллов из кимберлитовых тел севера Восточно-Европейской платформы. Это

свидетельствует о существовании в пределах СВСП коренных источников алмазов невыясненного генезиса (лампроиты, кимберлиты и другие типы пород) еще одной фазы магматизма, имеющей, вероятно, докембрийский возраст, так как значительное количество алмазов из россыпей этого региона характеризуется присутствием признаков древности, характерных для известных терригенных алмазоносных формаций докембрийского возраста Мира. Установлены типоморфные признаки алмазов, для части из которых из разновозрастных россыпей СВСП коренные источники пока не установлены.

Литература

1. Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н., Коптиль В.И. Полигенез алмазов в связи с проблемой коренных россыпей северо-востока Сибирской платформы // Доклады Академии наук. 1998. Т.361. № 3. С. 366–369.
2. Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н., Логвинова А. Н. Особенности распределения россыпных алмазов, связанных с докембрийскими источниками // Записки Российского минералогического общества. 2009. Т. 138. № 2. С. 1–13.
3. Василенко В. Б., Зинчук Н. Н., Кузнецова Л. Г. Геодинамический контроль размещения кимберлитовых полей центральной и северной частей Якутской кимберлитовой провинции (петрохимический аспект) // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. 2000. № 3. (9). С. 37–55.
4. Егоров К. Н., Зинчук Н. Н., Мишенин С. Г., Серов В. П., Секерин А. П., Галенко В. П., Денисенко Е. П., Барышев А. С., Меньшагин Ю. В., Кошкарёв Д. А. Перспективы коренной и россыпной алмазоносности Юго-Западной части Сибирской платформы // Сб.: Геологические аспекты минерально-сырьевой базы Акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. Дополнительные материалы по итогам региональной научно-практической конференции «Актуальные проблемы геологической отрасли АК «АЛРОСА» и научно-методическое обеспечение их решений», посвященной 35-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». Мирный: МГТ. 2003. С. 50–84.
5. Зинчук Н. Н., Зуев В. М., Коптиль В. И., Чёрный С. Д. Стратегия ведения и результаты алмазопоисковых работ // Горный вестник. 1997. № 3. С. 53–57.
6. Зинчук Н. Н., Мельник Ю. М., Серенко В. П. Апокимберлитовые породы // Геология и геофизика. 1987. № 10. С. 66–72.
7. Зинчук Н. Н., Савко А. Д., Шевырев Л. Т. Историческая минерагения в 3-х томах: Т.2. Историческая минерагения древних платформ.-Воронеж: ВГУ. 2007. 570 с.
8. Зинчук Н. Н., Савко А. Д., Шевырев Л. Т. Историческая минерагения в 3-х томах: Т.3. Историческая минерагения подвижных суперпоясов Воронеж: ВГУ. 2008. 622 с.
9. Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н. Типоморфные особенности и палеогеографическое значение слюдястых минералов // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1996. № 1. С. 53–61.
10. Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н. Особенности глинистых минералов в отложениях различных осадочных формаций // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1997. № 2. С. 53–63.
11. 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.
12. Савко А. Д., Шевырев Л. Т., Зинчук Н. Н. Эпохи мощного корообразования в истории Земли. Воронеж: ВГУ. 1999. 102 с.
13. Хитров В. Г., Зинчук Н. Н., Котельников Д. Д. Применение кластер-анализа для выяснения закономерностей выветривания пород различного состава // Доклады АН СССР. 1987. Т.296. № 5. С. 1228–1233.
14. Grachanov S. A., Zinchuk N. N., Sobolev N. V. The age of Predictable primary diamond sources in the Northeastern Siberian platform // Doklady Earth Sciences. 2015. Т.465. № 2. pp. 1297–1301.

15. Serov I. V., Garanin V. K., Zinchuk N. N., Rotman A. Ya. Mantle Sources of the kimberlite Volcanism of the Siberian Platform // Petrology. 2001. Т.9. № 6. pp. 576–588.

Н. Н. Зинчук, М. Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр АН РС (Я), Мирный

ИЗУЧЕНИЕ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ПРИ АЛМАЗОПОИСКОВЫХ РАБОТАХ

В процессе выветривания изверженных, метаморфических и осадочных пород происходит, с одной стороны, трансформация исходных минералов в новые фазы, с другой – синтез новых соединений из растворов. Наиболее интенсивная денудация элювиальных продуктов происходит вдоль эрозионной сети, тогда как на плоских водоразделах, наоборот, наблюдается минимальный размыв при наиболее интенсивном дренаже [1–6]. На таких водоразделах обычно и формируется мощная кора выветривания (КВ). Наиболее детально они изучены нами и другими исследователями на Сибирской платформе (СП), где благоприятные условия для формирования существовали в позднедевонское-раннекаменноугольное и средне-позднетриасовое время [7–10]. В Малоботуобинском (МБАР) и Далдыно-Алакитском (ДААР) алмазоносных районах относительно наиболее полные и мощные (до 15 м) площадные остаточные КВ *на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя* развивались (а затем сохранились от размыва) на Улу-Тогинском, Мирнинском, Джункунском и Чернышевском палеоподнятиях, обрамляющих Кюеляхскую, Улахан-Ботуобинскую и Ахтарандинскую впадины. В отдельных разрезах устанавливаются верхние горизонты КВ, свидетельствующие о формировании в них полных профилей [11–13]. Для легкой фракции продуктов выветривания этого типа характерны кварц и халцедон, а также обломки опала. Для тяжелой фракции характерны полуокатанные и окатанные зерна апатита, альмандина, турмалина, циркона и эпидота, а также повышенные концентрации пирита, сидерита, барита и ярозита. Особенностью глинистой составляющей из разрезов КВ терригенно-карбонатных пород следует считать повсеместное присутствие в её составе диоктаэдрической гидрослюды $2M_1$ в ассоциации с $1M$ и неупорядоченной монтмориллонит-гидрослюдистой смешанослойной фазой. Для верхних горизонтов профилей этого типа характерен также каолинит с полубеспорядоченной структурой. В ряде алмазоносных районов СП отмечено развитие КВ на *породах трапповой формации*, где детально она изучена [13–16] в пределах юго-восточной окраины Тунгусской синеклизы. Мощность КВ на долеритах обычно составляет первые метры и лишь в отдельных разрезах достигая 50 м и более. Обычно от размыва сохраняется лишь нижняя часть КВ – зона дезинтеграции. Характерными минералами выветрелых *долеритов* являются в разной степени измененные плагиоклазы (от андезина до биотита) и гейландит. В целом такие же минералы легкой фракции отмечены и для КВ *туфов и*

туфобрекчий трубок взрыва трапповых пород, установленных в различных частях района, а также **туфогенных образований** корвунчанской свиты нижнего триаса, характерных для северо-западной части района. Вверх по разрезам в породах трапповой формации обычно увеличивается содержание олигоклаза, что связано с меньшей устойчивостью средних и основных плагиоклазов. Типоморфным минералом тяжёлой фракции выветрелых пород трапповой формации является ильменит. В КВ долеритов обычно доминируют толстотаблитчатые и пластинчатые кристаллы ильменита с хорошо развитыми гранями и угловатые обломки с реликтами огранки. В отличие от этого, в КВ туфов и туфогенных образований зерна минерала преимущественно неправильной формы со сглаженными краями, реже – остроугольные обломки. Довольно характерными для тяжелой фракции выветрелых пород трапповой формации являются переменные концентрации амфиболов, моноклинных пироксенов, эпидота, клиноцоизита, цоизита, турмалина, циркона, дистена и вулканического стекла. Отличительной особенностью глинистых минералов в слабо изменённых профилях КВ долеритов является сохранение Mg-Fe³⁺-монтмориллонита до тех пор, пока в породах фиксируется собственно вермикулит. Особый интерес представляет вопрос о типоморфных особенностях **продуктов выветривания кимберлитов**, в которых в различной степени сохраняются [6–10] устойчивые минералы этих пород (алмазы и их парагенетические спутники – пироп, пикроильменит, хромшпинелиды и др.). Как в плотных, так и в выветрелых кимберлитах нередко отмечаются келифитовые каймы, являющиеся продуктом реакции пироба с расплавом. В глинистой составляющей продуктов выветривания кимберлитов, кроме содержащихся в легкой фракции серпентина, хлорита и вермикулита, присутствует также монтмориллонит, монтмориллонит-гидрослюдистая смешанослойная фаза и гидрослюда. Для продуктов выветривания этих пород характерен пластинчатый серпентин, структура которого состоит из слоёв типов *A* и *B*. Серпентин сохраняется вплоть до самых верхов профилей КВ, где характеризуется политипом *A*. При этом для частиц новообразованного политипа (*A*) вначале характерна округлая глобулярная форма (размер глобул до 0,5 мкм). Глобулы образуются иногда на острых гранях других минералов. Они сочленяются в вытянутые червеподобные сростки длиной в несколько микрометров. Характерная для этих продуктов выветривания гидрослюда связана в основном с изменением флогопита и наследует свойственный ему политип *1M*, что также является важнейшим её типоморфным признаком. КВ на кимберлитах отмечена на многих диатремах СП.

Переотложение продуктов выветривания вблизи областей денудации и накопление их в основном в пресноводных континентальных водоёмах, а также небольшая мощность сформировавшихся осадочных толщ и незначительные погружения их определили слабое гидрохимическое воздействие среды на аллотигенные минералы, а также отсутствие наложенных на них процессов каталитического преобразования. Эти условия привели к тому, что глинистые минералы

верхнепалеозойских и мезозойских отложений алмазоносных районов СП, связанные в основном с процессами переотложения различных продуктов КВ, определённым образом наследуют структурные и кристаллохимические особенности минералов из элювиальных толщ. Это позволяет использовать типоморфные признаки отдельных минералов легкой, тяжелой и глинистой фракций, а также геохимические особенности выветрелых пород для идентификации в осадочных толщах продуктов, поступивших из различных источников сноса и связанных с гипергенными изменениями пород различного химического и минералогического составов. Комплекс исследований, использованный нами при изучении отложений верхнего палеозоя и мезозоя, позволил восстановить палеогеографические условия формирования на рассматриваемой территории каждого стратиграфического горизонта этих периодов (особенно базальных слоёв) и более детально проанализировать особенности накопления местного (в том числе и кимберлитового) материала в пределах выделенных перспективных участков и зон (или определенных горизонтов). Установленные особенности накопления продуктов выветривания в позднепалеозойское время в пределах МБАР и ДААР, учитывая схожесть тектонического развития и геологического строения их с остальной территорией восточного борта ТВС, а в мезозойское время сходство указанных условий в МБАР в целом со всей зоной Ангаро-Виллойского прогиба и северо-западного борта Виллойской синеклизы позволяют распространить полученные закономерности на обширные соседние территории, которые в будущем могут явиться новыми алмазоносными провинциями. Сравнительный анализ рассмотренных выше КВ показывает, что наряду с минералогическими особенностями исходных пород и гидрогеохимическими условиями среды важное значение в формировании элювиальных продуктов имеют также три следующих фактора. Первый – это степень структурной упорядоченности первичных минералов. Второй связан с унаследованностью этих свойств вновь возникающими фазами. Третий включает универсальность процесса преобразования гипогенных и образования гипергенных минералов в профилях выветривания, развитых на различных типах пород. Установленные по результатам комплексных исследований различного типа древних КВ на различных породах позволили установить типоморфные признаки минералов легкой, тяжелой, глинистой фракций и геохимических особенностей элювия этих образований и получить новые данные об особенностях и закономерностях их преобразования в гипергенных условиях. В продуктах выветривания различных по химическому составу и минералогическим особенностям пород развиты специфические разновидности смешанослойных образований. Указанные особенности позволяют дифференцировать на структурном уровне одни и те же видовые разновидности первичных минералов, а также идентифицировать вторичные слоистые силикаты, различающиеся в последнем случае либо характером заселения октаэдрических позиций в их структуре (т. е. ди- или триоктаэдрическим мотивом кристаллической решетки), либо способом взаимного

наложения отдельных силикатных слоев в структуре этих минералов или их политипией. Использование закономерностей изменения различных пород может основываться только на комплексном оптико-электронно-микроскопическом и структурно-кристаллохимическом их изучении.

Литература

1. Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н., Логвинова А. Н. Особенности распределения россыпных алмазов, связанных с докембрийскими источниками // Записки Российского минералогического общества. 2009. Т.138. № 2. С. 1–13.
2. Василенко В. Б., Зинчук Н. Н., Кузнецова Л. Г. Геодинамический контроль размещения кимберлитовых полей центральной и северной частей Якутской кимберлитовой провинции (петрохимический аспект) // Вестник Воронежского госуниверситета. Геология. 2000. № 3. (9). С. 37–55.
3. Егоров К. Н., Зинчук Н. Н., Мишенин С. Г., Серов В. П., Секерин А. П., Галенко В. П., Денисенко Е. П., Барышев А. С., Меньшагин Ю. В., Кошкарёв Д. А. Перспективы коренной и россыпной алмазоносности Юго-Западной части Сибирской платформы // Сб.: Геологические аспекты минерально-сырьевой базы Акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. Дополнительные материалы по итогам региональной научно-практической конференции «Актуальные проблемы геологической отрасли АК «АЛРОСА» и научно-методическое обеспечение их решений», посвященной 35-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». Мирный: МГТ. 2003. С. 50–84.
4. Зинчук Н. Н. Особенности петрографического изучения кимберлитовых пород // Отечественная геология. 2022. № 4. С. 34–49.
5. Зинчук Н. Н. Коры выветривания и их роль в формировании посткимберлитовых осадочных толщ // Руды и металлы. 2022. № 2. С. 100–120.
6. Зинчук Н. Н. О специфике глинистых минералов в осадочных формациях // Вестник Пермского университета. Геология. 2022. № 1. С. 10–23.
7. 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.
8. Зинчук Н. Н., Зуев В. М., Коптиль В. И., Чёрный С. Д. Стратегия ведения и результаты алмазопроисловых работ // Горный вестник. 1997. № 3. С. 53–57.
9. Зинчук Н. Н., Мельник Ю. М., Серенко В. П. Апокимберлитовые породы // Геология и геофизика. 1987. № 10. С. 66–72.
10. Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н. Типоморфные особенности и палеогеографическое значение слюдяных минералов // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1996. № 1. С. 53–61.
11. Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н. Особенности глинистых минералов в отложениях различных осадочных формаций // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1997. № 2. С. 53–63.
12. 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.
13. Савко А. Д., Шевырев Л. Т., Зинчук Н. Н. Эпохи мощного корообразования в истории Земли. Воронеж: ВГУ. 1999. 102 с.
14. Хитров В. Г., Зинчук Н. Н., Котельников Д. Д. Применение кластер-анализа для выяснения закономерностей выветривания пород различного состава // Доклады АН СССР. 1987. Т. 296. № 5. С. 1228–1233.
15. Grachanov S. A., Zinchuk N. N., Sobolev N. V. The age of Predictable primary diamond sources in the Northeastern Siberian platform // Doklady Earth Sciences. 2015. Т.465. № 2. pp. 1297–1301.
16. Serov I. V., Garanin V. K., Zinchuk N. N., Rotman A. Ya. Mantle Sources of the kimberlite Volcanism of the Siberian Platform // Petrology. 2001. Т.9. № 6. pp. 576–588.

Е. В. Карпова

МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва

ФЛЮИДНЫЙ КАТАГЕНЕЗ КАК ОСНОВНОЙ ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ ВТОРИЧНОЙ ПУСТОТНОСТИ ПЕСЧАНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ

Стратисфера рассматривается как органо-минерально-породно-флюидная система, самоорганизующаяся и динамично развивающаяся, которая в определенных обстоятельствах активно влияет на постседиментационное породо- и рудообразование [3]. Система постоянно стремится к физико-химическому уравниванию с меняющейся средой своего местопребывания. Она непрерывно подпитывается энергией и веществом как сверху, так и снизу, отдавая свою энергию процессам фазовой дифференциации своих собственных веществ. Движущей силой для большинства механизмов постседиментационных породных изменений является неуравновешанность и физико-химические противоречия «система-среда». Непременным посредником между ассоциациями породных компонентов (минеральных и органических) и термобарическими условиями недр служит именно водно-флюидный режим в бассейне породообразования: он принадлежит к числу важнейших факторов постседиментационного преобразования пород. Об этом писали многие исследователи (Бро, 1980; Карцев, 1982; Кисин, 2009; Зверев, 2006, 2009; и другие). Сведения о гигантских масштабах миграции флюидов в осадочной оболочке приводились Летниковым (1999, 2000), Соколовым (2001), Холодовым (1983) и другими исследователями. Флюид – это существенно водная, водно-газовая, паровая или газовая среда, заключенная или переносимая в массе горных пород литосферы [1]. Флюиды характеризуются собственным составом, часто химически агрессивным по отношению к вмещающей минеральной матрице, собственным флюидным давлением и температурой. Флюидный режим находится в определенной взаимозависимости с термальным режимом недр и различными типами давлений: литостатическим и стрессовым. Проводниками флюидов в стратисфере служат разломы, зоны кливажирования осадочных комплексов. Описаны механизмы флюидного массопереноса скольжением пленок флюида почти на субмолекулярном уровне вдоль плоскостей расщепления [1]; а в верхних частях литосферы флюиды от пленочных состояний переходят к существенно объемным, мигрируя по системам пор и трещин.

Флюиды стратисферы генетически различны: они могут быть эндогенного генезиса (гидротермальные), элизионного генезиса (ресурсы осадочной формации), а также метеорными, распространяющимися на ограниченные уровни стратисферы.

На процессы стадии позднего катагенеза погружения оказывают влияние внутриформационные (элизионные) и глубинные (эндогенного генезиса) флюиды.

Основным источником элизионных вод является массовая трансформация смектитов в слюды и (или) хлориты. В нефтематеринских формациях происходит обогащение водных растворов углеводородами. В нижних горизонтах стратисферы такие флюиды существенно разогреты и могут содержать концентрации многих элементов и металлов, извлеченных из осадочных пород.

Примером формирования вторичного пустотного пространства под влиянием флюидного элизионного катагенеза являются песчаные коллекторы юрско-меловых отложений западной части Гыданского полуострова. Коллекторы имеют аркозовый состав, и генезис пустотного пространства обязан процессам наложенного катагенеза, инициированного тектоническими активизациями региона на кайнозойском этапе развития. Основным фактором формирования емкостного пространства оказалось воздействие кислотного флюида на уплотненную минеральную матрицу. Наблюдались массовые процессы выщелачивания зерен ПШ. Они являются первым этапом разуплотнения и значительно повышают пористость пород. Нарушение сплошности и монолитности породы в результате массового выщелачивания зерен ПШ неизбежно ведет за собой увеличение циркуляции минерализованных растворов, миграция которых в толщах пород контролируется общими и локальными полями напряжений. Для природных флюидных систем характерны условия, когда давление флюида, выполняющего пустотное пространство, меньше литостатического. При обратных соотношениях, являющихся метастабильными, система вынуждена «сбросить» давление, прорывая литифицированную матрицу. Индикатором высоких пластовых давлений в исследуемых коллекторах являются зоны разуплотнения – участки пород с линейно-вытянутыми пустотами между зернами и их агрегатами при сохранении реликтов конформно-зернистых структур. Такие участки неравномерно чередуются с уплотненными целиками породы, формируя незакономерное чередование уплотненных и разуплотненных «полей» на уровне одного шлифа. Процессы разуплотнения значительно повышают емкость коллектора, и там, где они выявлены, независимо от глубины расположения, значения пористости достигают 30 %. Вторичная пустотность, вызванная как выщелачиванием, так и формированием зон разуплотнения, в ряде случаев каолинизируется или кальцитизируется. Крупночешуйчатый каолинит, выполняющий образованные пустоты, слабо снижает емкостные свойства пород. Кальцитизация резко ухудшает показатели пористости. Предполагается элизионный межформационный характер кислотного флюида. Структурная позиция и строение региона с множеством зон разрывных нарушений и зон тектонизации способствуют субвертикальной и наклонной миграции растворов. По данным [2] встречные движения Щучинского выступа Полярного Урала и Таймырского выступа в кайнозойское время привели к значительным изменениям структуры осадочного чехла – изменению формы и увеличению амплитуды структурных элементов, проявлению разноамплитудных дизъюнктивных нарушений в мезозойском комплексе отложений. Латеральная

проницаемость внутри пластов формируется благодаря и самим флюидным воздействиям.

Примером формирования вторичного пустотного пространства под влиянием флюидного гидротермального катагенеза являются отложения клиноформного комплекса неокома из скважин некоторых месторождений Большехетской впадины. Породы осадочного чехла Большехетской впадины находятся в непосредственной близости от погребенного Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта; район исследования окружен надрифтовыми желобами нижнеплитного комплекса, и находится в зоне множественных региональных дизъюнктивных нарушений.

По изученным минерально-структурным парагенезам песчаников устанавливается влияние гидротермально-метасоматической системы, в которой неокомские коллекторы претерпели значительные изменения. Вторичная пустотность составляет до 20 %. Воздействие гидротермальных флюидов на литифицированную породу выражается в выщелачивании, формировании структур гидроразрывов и метасоматическом минералообразовании. Общий тип метасоматического процесса – кислотное выщелачивание (пропилитизация и аргиллизация), с установленными этапами инверсии флюида через нейтральную стадию к щелочной. Основным признаком воздействия глубинного флюида является фиксация метасоматической колонки и ассоциации новообразованных минералов: альбит, ломонтит, хлорит, эпидот, пумпеллит, сфен.

Таким образом, по вещественно-структурным преобразованиям коллекторов устанавливается взаимодействие двух разнонаправленных вещественно-энергетических потоков. Один из них связан с погружением и катагенетическим преобразованием пород и содержащегося в них ОВ (процессы фонового катагенеза погружения), а с другой – с миграцией агрессивного флюида, воздействие которого обеспечивало формирование вторичной пустотности. В первом случае генезис флюида определяется как элизионный межформационный; во втором случае генезис флюида связан с подъемом минерализованного теплового потока, осуществляющего тепломассоперенос из нижних частей бассейна к его поверхности.

Литература

1. *Летников Ф. А.* Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования // Смирновский сборник – 99. М. ВИНТИ. 1999. С. 63–98.
2. *Лобусев М. А.* Концепция формирования Арктической газоносной провинции. Дисс. на соиск. уч. ст. д.г.-м.н. Москва. 2020. 277 с.
3. *Янаскурт О. В.* Литология и разделы теории. Уч. пособие. М. 2013. 215 с.

Т. С. Ключевиткина¹, Е. А. Новичкова², А. Г. Матуль², М. Д. Кравчишина²

¹МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва

²Институт океанологии имени П. П. Ширшова РАН, Москва

**ИЗМЕНЕНИЯ ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ
В ЛОФОТЕНСКОЙ КОТЛОВИНЕ (НОРВЕЖСКОЕ МОРЕ) В ГОЛОЦЕНЕ
ПО МАТЕРИАЛАМ АНАЛИЗА МИКРОВОДОРОСЛЕЙ
В ОСАДКАХ КОЛОНКИ АМК-6142**

Норвежско-Гренландский бассейн – ключевой регион для изучения закономерностей формирования климата всего Северного полушария. Здесь находится зона контакта холодной полярной воды, поступающей из Северного Ледовитого океана на юг вдоль восточного побережья Гренландии, и теплыми и солеными водами Норвежского течения [1]. В этом регионе проходят полярный и арктический фронты, которые в недавнем геологическом прошлом неоднократно меняли свое положение, реагируя на изменения глобального климата. Следовательно, для понимания современных климатических процессов, происходящих в океане, необходим детальный анализ изменений морских природных условий в прошлом. Особенно важно изучение кратковременных климатических событий последних тысячелетий. Одним из самых точных способов восстановить характер изменений морской среды и климата считаются микропалеонтологические методы, среди которых важную роль играет анализ микроводорослей и, в их числе, органостенных цист динофлагеллят. С их помощью можно реконструировать температуру и соленость морских поверхностных вод, их продуктивность, распространение водных масс и ледовые условия.

В сообщении представлены первые результаты высокоразрешающего микропалеонтологического анализа осадков колонки АМК-6142 (69°02.674' с.ш., 02°06.611' в.д.), полученной в Норвежском море в 75-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» (2019 г.) с помощью мультикорера Mini Muc К/МТ 410. Колонка отобрана в юго-восточной части Лофотенской котловины с глубины моря 3181 м. Длина колонки составляет 29 см. Осадки колонки АМК-6142 представлены в основном алеврито-пелитовым илом коричневого оттенка с многочисленными включениями раковин фораминифер.

По разрезу колонки методом ускорительной масс-спектрометрии ¹⁴С (УМС) нашими коллегами из Пекинского университета (Китай) получены четыре радиоуглеродных датировки раковин планктонных фораминифер *Neogloboquadrina pachyderma* sin (не менее 2500 экземпляров для одной пробы). По данным УМС установлено, что осадки колонки АМК-6142 сформировались за последние примерно 7 тыс. календарных лет (с учетом экстраполяции) и характеризуют условия среднего и позднего голоцена.

Колонка получена в глубоководной котловине, в области низких скоростей осадконакопления. Современные же микропалеонтологические исследования позднеплейстоценовых и голоценовых осадков в этом регионе ведутся, в основном, в шельфовых областях, на плато или в районах континентальной окраины, т. е. в зонах относительно быстрой седиментации [например, 2–4 и др.]. По этой причине центральная глубоководная часть Норвежского моря в настоящее время исследована в значительно меньшей степени. Однако вместе с тем колонка АМК-6142 получена в точке, которая на протяжении последних 7 тыс. лет находится на удалении от зон прямого влияния известных подводных оползней, а также от устьев подводных желобов и каньонов [5], поэтому осадконакопление здесь может считаться ненарушенным. Место взятия колонки лежит в зоне воздействия Норвежского течения, но при этом в непосредственной близости к арктическому фронту, поэтому любые проявления климатических колебаний здесь особенно контрастны.

Образцы для целей анализа микроводорослей отбирались с интервалом 1 см. Химическая обработка проб выполнена в Институте океанологии имени П. П. Ширшова РАН по общепринятой палинологической методике [6]. Для определения концентраций палиноморф на начальной стадии в высушенный и взвешенный осадок добавлялись таблетки, содержащие фиксированное количество спор *Lycopodium clavatum*. Для растворения карбонатов и кремнесодержащих частиц использовались соляная (HCl) и фтористоводородная (HF) кислоты. Для удаления из образцов пелитовых частиц препараты фильтровались через сито с диаметром пор 7–10 мкм. Исследования ассоциаций микроводорослей проводились под световым микроскопом с увеличением $\times 400$ и $\times 1000$. В каждом образце было идентифицировано как минимум 300 цист динофлагеллят.

Осадки колонки АМК-6142 характеризуются абсолютным преобладанием цист динофлагеллят в составе микроводорослей. Все встреченные виды отличались прекрасной сохранностью, что особенно важно для оценки достоверности палеореконовструкций, выполняемых по микропалеонтологическим данным. Концентрации диноцист варьируют от 1.5 до 277 тыс./г сухого осадка. В нижней части колонки, на глубинах более 25 см, их содержание минимально, вверх по разрезу увеличивается, резко возрастает на глубине 15 см, а в интервале 0–15 см концентрации достигают максимальных значений (пик отмечается на глубине 2,5 см). Кроме диноцист, в некоторых пробах встречены единичные пресноводные зеленые водоросли *Botryococcus*, пыльца наземных растений, а также органические остатки скелетов фораминифер.

Цисты динофлагеллят представлены 16 видами и видовыми группами. Преобладают виды, характерные для послеледниковых и голоценовых осадков Западной Арктики и Северной Атлантики [7–9 и др.]. Более 85 % в составе ассоциаций во всех пробах занимает космополитный вид *Operculodinium centrocarpum*, типичный для северо-восточной части Атлантического океана и Норвежского моря [7, 10]. Кроме него,

заметную роль в ассоциациях играют *Nematosphaeropsis labyrinthus*, однако его содержание не превышает 8.1%. Абсолютное преобладание *O. centrocarpum* над *N. labyrinthus* – характерная картина для среднего и позднего голоцена Норвежско-Гренландского бассейна. Данные по диноцистам из ряда колонок, изученных в этом регионе, показывают, что ранний голоцен характеризовался обратной картиной, т. е. преобладанием *N. labyrinthus* в составе ассоциаций. Характерная смена доминант произошла около 6–7 тыс. лет назад [4]. Содержание *Bitectatodinium tepikiense*, который в современных осадках распространен, в основном, в умеренных широтах Северной Атлантики [11], в колонке АМК-6142 достигает 2,5 %. Этот вид встречается в интервалах 0–3, 9–12 и 15–18 см. К этим же интервалам приурочена максимальная встречаемость (в целом по колонке до 1,9 %) *Spiniferites mirabilis* (при подсчете обычно группируется с *S. hyperacanthus*). В современных осадках *S. mirabilis* широко распространен в умеренных и экваториальных районах, у побережья Португалии и в Бискайском заливе, а в палеозаписях используется в качестве индикаторов эпох потеплений [7, 11, 12]. *Impagidinium sphaericum* встречается в средней и нижней частях колонки и достигает максимума в интервалах 9–12, 15–18 и 25–29 см. Этот вид, так же как и *B. tepikiense*, распространен в умеренных широтах Атлантического океана [11]. Таким образом, наряду с *Trinovantedinium applanatum*, единично встречающимся на глубинах 0–2, 5–9, 16.5 и 23–25 см, виды *B. tepikiense*, *S. mirabilis/hyperacanthus* и *I. sphaericum* считаются относительно тепловодными для Норвежского моря, и их присутствие в осадках может указывать на усиление поступления в Лофотенскую котловину относительно теплой североатлантической воды.

Из холодноводных индикаторов в составе ассоциаций диноцист присутствует (до 2,7 %) группа видов *Brigantedinium* sp., они встречаются в верхней и нижней частях керна, на глубинах 0–5 и 25–27 см. Арктический вид *Islandinium minutum* обнаружен на глубинах 0–2 и 5–9 см. Это самый распространенный вид в осадках шельфовых морей Северного Ледовитого океана.

В районах, где температура поверхностных вод зимой опускается ниже 0 °С, а летом ниже 5 °С, *I. minutum* отмечается в количествах свыше 10 % [7]. *I. minutum* и *Brigantedinium* sp. широко распространены в современных осадках вдоль восточного побережья Гренландии, а также во фьордах Шпицбергена [7, 13]. Максимальное содержание *Impagidinium pallidum* (до 2,2 %) зафиксировано на глубинах 3–9, 12–15, 21–23 и 25–29 см. Этот вид характерен для холодных, но при этом соленых вод полярной и субполярной зоны [11]. В современных осадках *I. pallidum* широко распространен в высоких широтах, он достигает 40 % в ассоциациях диноцист Гренландского моря [10], также обилен в зоне полярного фронта [7].

Таким образом, по результатам анализа диноцист в колонке АМК-6142 можно заключить, что, начиная с 7 тыс. лет назад, палеоокеанологические условия в фотическом слое Лофотенской котловины в целом были близки к современным и

относительно стабильны. Тем не менее, за это время выделяется серия коротких смен обстановок осадконакопления. Так, эпизоды климатических сдвигов в сторону похолоданий и усиления влияний арктического фронта были возможны во время накопления осадков в интервалах 25–29 и 21–23 см, что соответствует примерно 5–7 тыс. лет назад, а также на глубинах 12–15 (примерно 1.5–2 тыс. лет) и 3–9 см (последняя тысяча лет). Осадки в интервалах 15–18 и 9–12 см (примерно 2–2,8 тыс. лет и 1–1,5 тыс. лет назад соответственно) накапливались, предположительно, в эпохи возможного повышения температуры и солености поверхностных вод и, возможно, при некотором усилении влияния Норвежского течения.

Планируемое построение возрастной модели, а также реконструкции средней летней температуры поверхностных вод методом современных аналогов (Modern Analogue Technic) позволят уточнить эти данные и выделить основные палеогеографические события.

Работа выполнена по гранту РФФИ №21-17-00235 при дополнительной поддержке по теме госзаданий Минобрнауки №FMWE-2021-0006 (отбор проб осадков в экспедициях ИО РАН) и Московского государственного университета имени М.В.Ломоносова №121051100135-0 (микроскопные исследования). Авторы благодарны экипажу НИС «Академик Мстислав Келдыш» и всем участникам экспедиции, а также Е.А.Агафоновой за помощь в лабораторной обработке проб. Отдельную благодарность мы выражаем профессору Liping Zhou за работу по датированию осадков колонки.

Литература

1. *Lanno C. C.* К вопросу о причинах адвекции тепла на север через экватор в Атлантическом океане // Исследования процессов взаимодействия океана и атмосферы. М.: Моск. Отд. Гидрометеоздата, 1984. С. 125–129.
2. *Baumann K.-H., Matthiessen J.* Variations in surface water mass conditions in the Norwegian Sea: Evidence from Holocene coccolith and dinoflagellate cyst assemblages // *Marine Micropaleontology*. 1992. V. 20. P. 129–146.
3. *Bauch H. A., Erlenkeuser H., Spielhagen R. F. et al.* A multiproxy reconstruction of the evolution of deep and surface waters in the subarctic Nordic seas over the last 30,000 yr // *Quaternary Science Reviews*. 2001. V. 20. P. 659–678.
4. *Van Nieuwenhove N., Baumann A., Matthiessen J. et al.* Sea surface conditions in the southern Nordic Seas during the Holocene based on dinoflagellate cyst assemblages // *The Holocene*. 2016. Vol. 26 (5). P. 722–735.
5. *Vorren T. O., Laberg J. S., Blaume F.* The Norwegian-Greenland Sea continental margins: morphology and Late Quaternary sedimentary processes and environment // *Quaternary Science Reviews*. 1998. V. 17. P. 273–302.
6. *de Vernal A., Henry M., Bilodeau G.* Micropaleontological preparation techniques and analyses. Notes prepared for students of course SCT 8245. Montréal, 2010. 32 p.
7. *Zonneveld K. A. F., Marret F., Versteegh G. J. M. et al.* Atlas of modern dinoflagellate cyst distribution based on 2405 data points. Review of Palaeobotany and Palynology. 2013. V. 191. P. 1–197.
8. *Brice C., de Vernal A., Ivanova E. et al.* Palynological evidence of sea-surface conditions in the Barents Sea off northeast Svalbard during the postglacial period // *Quat. Res.* 2020.
9. *Ivanova E. V., Novichkova E. A., Kozhanova D. A.* Foraminiferal and dinocyst associations as indicators of the Holocene environmental changes at the Cambridge Strait, Franz Josef Land // *IOP Conf. Ser.: Earth and Environ. Sci.* 2020. Vol. 438. 012011.

10. Rochon A., de Vernal A., Turon J.-L. et al. Recent dinoflagellate cysts of the North Atlantic Ocean and adjacent seas in relation to sea-surface parameters // AASP Contribution Series. 1999. Vol. 35. P. 1–146.
11. de Vernal A., Radi T., Zaragosi S. Distribution of common modern dinoflagellate cyst taxa in surface sediments of the Northern Hemisphere in relation to environmental parameters: The new n=1968 database // Marine Micropaleontology. 2020. V. 159. 101796.
12. Penaud A., Eynaud F., Turon J.-L. et al. Interglacial variability (MIS 5 and MIS 7) and dinoflagellate cyst assemblages in the Bay of Biscay (North Atlantic) // Marine Micropaleontology. 2008. V. 68. P. 136–155.
13. Grøsfjeld K., Harland R., Howe J. Dinoflagellate cyst assemblages inshore and offshore Svalbard reflecting their modern hydrography and climate // Norw. J. of Geol. 2009. Vol. 89. P. 121–134.

А. Н. Кольчугин, В. П. Морозов, А. С. Хаюзкин, А. А. Ескин, Н. С. Захарова
Казанский федеральный университет, Казань

ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА НЕФТЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТУРНЕЙСКОГО ЯРУСА ЮГО-ВОСТОКА ТАТАРСТАНА

На территории юго-востока Татарстана турнейский ярус относится к регионально нефтеносному горизонту [1, 2, 3, 4], с которым связывают значительные перспективы будущей нефтедобычи региона особенно с учетом высокой степени истощённости традиционных терригенных пород-коллекторов девонских отложений. Помимо практического значения, актуальность изучения турнейского яруса продиктована еще и не полным представлением условий седиментогенеза отложений яруса. Так, многолетние исследования турнейских отложений до настоящего времени не имеют единого толкования в части выделения типов разреза, фаций, условий осадконакопления [1, 3]. Значительное количество проанализированного коллективом кернового материала показало, что отдельные районы изучаемой площади не вполне соответствуют имеющимся схемам седиментогенеза, а где-то даже явно контрастируют с ними.

Целью настоящего исследования стало уточнение схем седиментогенеза турнейского века, а также прогноз возможной нефтеносности яруса на изучаемой площади, определение перспективных и малоперспективных для геолого-поисковых работ участков. В составе турнейского яруса выделяют 4 горизонта снизу-вверх: малевский, упинский, черепетский и кизеловский. Часто малевский и упинский горизонты объединяют в нижнетурнейский подъярус из-за трудности их разделения в разрезе как по керну, так и по данным геофизического исследования скважин. Черепетский и кизеловский горизонты по керну разделяются несколько надежнее, так как обычно слагаются различными литологическими типами, однако в условиях выклинивания литотипов по площади и по вертикали на отдельных площадях границу горизонтов выявить довольно сложно. Эти горизонты объединяются в верхнетурнейский подъярус.

Литологический состав упино-малевских отложений, в особенности верхней части объединенных горизонтов, довольно выдержан по толщине, а породы представлены однородными по текстуре пелоидными пакстоунами (Рисунок, а). При этом практически во всех изученных разрезах строение горизонта очень похоже. Литологический состав нижней и средней части черепетского горизонта по толщине также довольно хорошо выдержан, породы представлены волнисто-слоистыми по текстуре криноидными вакстоунами с обилием глинистых нитевидных субгоризонтальных слойков (Рисунок, б). Однако верхняя часть черепетского горизонта не всегда литологически выдержана и часто представлена переходными типами пород между криноидными вакстоунами и криноидно-пелоидными пакстоунами. Это нередко вызывает трудности в определении границы между черепетским и кизеловским горизонтом по литологическим признакам. Кизеловский горизонт довольно неоднороден по толщине и может быть практически нацело сложен пелоидными пакстоунами или представлять собой сложное переслаивание криноидных вакстоунов, криноидно-пелоидных пакстоунов и пелоидных пакстоунов (Рисунок, в). Все перечисленные литологические типы обладают различными петрофизическими характеристиками, и нефтенасыщенность разреза, как и его продуктивность, в огромной степени определяется соотношениями литотипов и их выдержанностью по мощности.

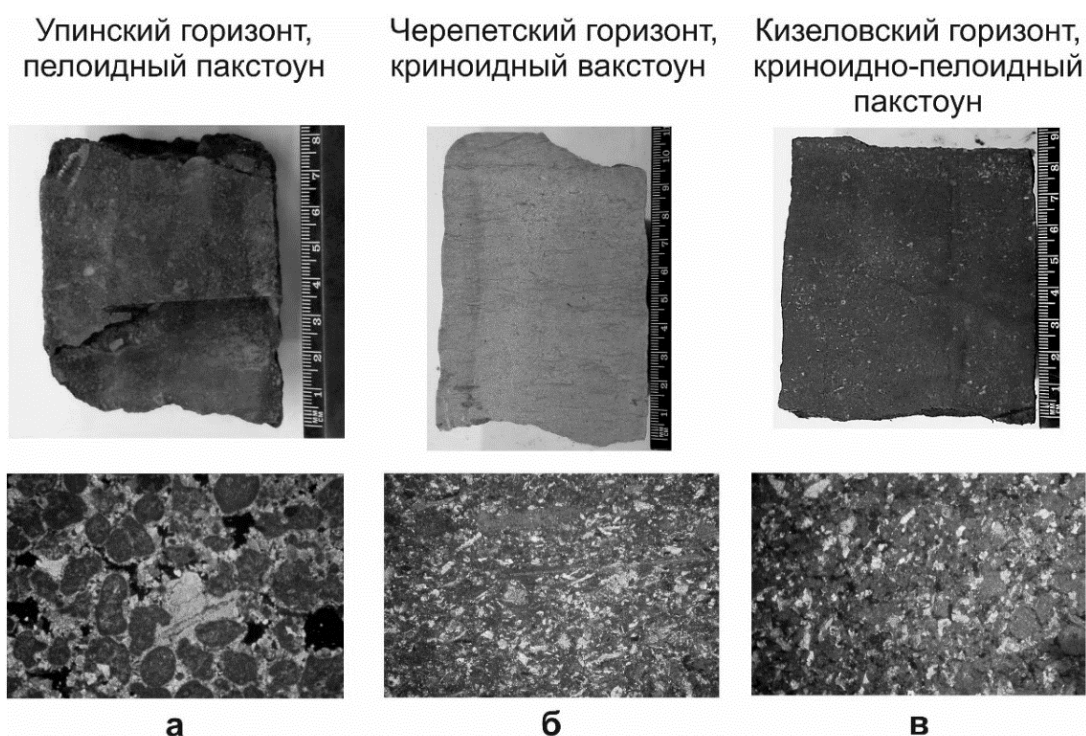


Рисунок. Наиболее распространенные литологические типы известняков турнейского яруса по горизонтам, сверху фото образцов, внизу соответствующие им фотографии шлифов в скрещенных николях.

Начало турнейского века в значительной степени унаследовало обстановки заволжского времени (верхний девон), однако к началу черепетского времени повсеместно наблюдается увеличение глубин бассейна с максимумом глубин на границе упинского и черепетского времени [5]. После чего начался постепенный регрессивный этап с последовательным уменьшением глубин бассейна к концу кизеловского времени, вплоть до появления континентальных обстановок на отдельных площадях [1]. При этом именно для верхнетурнейских отложений наблюдается наибольшее различие разрезов по литологическому строению. В то же самое время большая часть залежей нефти турнейского яруса сконцентрирована именно в отложениях верхнетурнейского подъяруса (в кизеловском, в меньшей степени черепетском горизонтах).

Известно, что в турнейском веке на территории современной Волго-Уральской области еще существовали внутрiformационные прогибы (Камско-Кинельская система прогибов (ККСП)), которые оказывали существенное влияние на седиментацию отложений и распределение литологических типов карбонатов. Так было выявлено, что сводовые разрезы, особенно в купольной части Южно-Татарского свода (ЮТС) являются наиболее мелководными, тогда как в радиальном направлении по мере удаления от купольной части свода разрезы становятся более глубоководными, и в центральных частях прогибов могут переходить к депрессионным разрезам доманикового типа [1, 2]. К концу кизеловского времени на северо-западе Татарстана на Токмовском своде оформились континентальные обстановки, в то же время сводовая часть ЮТС была крайне мелководной и ранее накопленные карбонатные отложения подвергались размыву, о чем свидетельствуют: 1) появление лагунных мадстоунов; 2) появление брекчированных известняков, в целом не характерных для отложений турнейского яруса региона; 3) сокращенные мощности верхнетурнейского подъяруса.

Таким образом, облик формировавшихся в верхнетурнейское время разрезов в значительной степени зависел от палеогеоморфологического облика бассейна, определявшегося с одной стороны влиянием ККСП, с другой появлением обширных мелководных обстановок в области современной купольной части ЮТС.

Условия седиментации в итоге предопределили распределение месторождений на юго-востоке Татарстана, где большая часть залежей, в том числе наиболее продуктивных, сконцентрирована между крайне мелководными и относительно глубоководными обстановками, в зоне накопления нормально морских мелководных карбонатных осадков, расположенных на западном, южном и северном склоне ЮТС, а также восточном борту Мелекесской впадины. Так основными коллекторами нефти в разрезах черепетского и кизеловского горизонтов являются пелоидные и криноидно-пелоидные пакстоуны. Именно данные литологические типы известняков турнейского яруса обладают значимыми характеристиками пористости и проницаемости.

Работа выполнена за счет средств субсидии, выделенной Казанскому федеральному университету для выполнения государственного задания в сфере научной деятельности, проект № FZSM-2023-0014.

Литература

1. Муслимов Р. Х. Геология турнейского яруса Татарстана / Р.Х. Муслимов, Г.И. Васясин, А. Н. Шакиров и др. Казань: Изд-во: «Мониторинг», 1999. 186 с.
2. Хисамов Р.С. Геология карбонатных сложно построенных коллекторов девона и карбона Татарстана / Р. С. Хисамов, А. А. Губайдуллин, В. Г. Базаревская, Е. А. Юдинцев // под ред. Р. С. Хисамова. Казань: Изд-во «Фэн» АН РТ, 2010–283 с.
3. Морозов В. П. Карбонатные породы турнейского яруса нижнего карбона / В. П. Морозов, Е. А. Козина. Казань: ПФ Гарт, 2007. 201 с.
4. Тектоническое и нефтегеологическое районирование территории Татарстана / Р. С. Хисамов, Е. Д. Войтович, В. Б. Либерман и др. / под. ред. Р. С. Хисамова. – Казань: Изд-во «Фэн» АН РТ, 2006. 328 с.
5. Рыжова А. А. Литология и палеогеография карбона центральных и восточных районов Русской платформы / А. А. Рыжова, Э. Д. Котельникова // Литология и палеогеография палеозойских отложений Русской платформы. М.: Наука, 1972. С. 129–140.

А. Д. Коробов, Л. А. Коробова

СГУ имени Н. Г. Чернышевского, Саратов

МЕТАМОРФИЗМ УГЛЕНОСНЫХ ТОЛЩ И ОБРАТНАЯ ВЕРТИКАЛЬНАЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ В МЕЖУГОЛЬНЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ПЛАСТАХ (ЧУЛЬМАНСКАЯ ВПАДИНА, ЮЖНО-ЯКУТСКИЙ БАССЕЙН)

В пределах Чульманской впадины (Пристановой прогиб Алданского щита) разрез мезозойских отложений представлен следующими свитами (сверху вниз): холодниканская (K_1 , мощность 320 м) → нерюнгринская (J_3 – 380 м) → беркакитская (J_3 – 1000 м) → кабактинская (J_3 – 600 м) → дурайская (J_2 – 500 м) → юхтинская (J_{1-2} – 420 м). Последняя залегает на породах архейского фундамента (Желинский и др., 1976; Желинский 1980).

В Алдано-Чульманском районе этой впадины на территории развития углей марок Ж и КЖ в междугольных песчаниках вышеуказанных свит возникла метасоматическая зональность с характерным минералообразованием: ломонтитизацией в верхах и адуляризацией в низах разреза. Между ними наблюдается постепенный переход, сопровождаемый деанортизацией обломков плагиоклазов (Желинский и др., 1976). Это, сообразно представлений Д. С. Коржинского (1953), В. И. Гугушвили (1980) и А. Д. Коробова с коллегами (1993), соответствует смене с глубиной низкотемпературных цеолитовых пропицитов кварц-адуляровыми метасоматитами зоны гидротермальной аргиллизации.

Ломонтитизация наиболее активно развита в холодниканской, в меньшей степени в нерюнгринской свитах. В беркакитской свите ломонтита мало, а в кабактинской можно

наблюдать его полное исчезновение. В нижележащих отложениях этот минерал не обнаружен.

В песчаниках и гравелитах холодниканской свиты значительная часть пор выполнена ломонитом (10–30 %) и хлоритом. Ломонит 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 ломонит почти полностью замещает терригенные зерна и о первичной форме минерала можно судить лишь по реликтам внешнего контура (Желинский и др., 1976). Это сопровождается выносом большого количества петрогенных элементов. Установлено (Вышемирский, 1963; Коробов, Коробова, 2021), что в Ленском бассейне (Приверхоянский краевой прогиб) аналогичные изменения нижнемеловых песчаников, переслаивающихся с углями марок Г и Ж, были вызваны, в значительной степени, интенсивным стрессом.

Деанортизацию (альбитизацию) плагиоклазов в чистом виде можно наблюдать в песчаниках дурайской свиты, т. к. там отсутствует вторичная ломонтитизация, а также в верхней и средней частях юхтинской свиты (280–300 м), где практически не проявлена наложенная адуляризация. Этот процесс сопряжен с пластическими и механическими деформациями зерен плагиоклаза, которые 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. Деформация и катаклиз сочетаются с явлениями растворения. Все это в совокупности вызывает деанортизацию, т. е. понижение основности плагиоклазов до альбитового (№2–5) состава (Желинский и др., 1976). Приведенные данные однозначно свидетельствуют, что главную роль в альбитизации плагиоклазов играл стресс – один из ведущих факторов динамометаморфизма.

В нижней части юхтинской свиты (100–120 м) широко развиты песчаники и гравелиты с адуляровым (низкотемпературный ортоклаз) и кварц-адуляровым цементом, которые характеризуется исключительно высокой крепостью и плотностью. Новообразованный калишпат образует каймы вокруг обломочных зерен, развивается в виде мелкозернистого агрегата по цементу породы. Обломки терригенных микроклинов в связи с давлением разбиты трещинами или раздроблены и развальцованы. В таких случаях адуляр не только нарастает на эти зерна наружной каймой, но и залечивает трещины и сращивает обломки воедино. Зерна терригенного микроклина обнаруживают признаки растворения корродируются и замещаются адуляровым цементом.

Почти постоянно вместе с адуляром возникают разнообразные (от ксеноморфных до идиоморфных) кристаллы новообразованного кварца, слагающего линзы и гнезда полигонально-зернистой структуры с гранофировыми вростками по краевым частям

калишпатовых индивидов. Зерна терригенного кварца обнаруживают признаки растворения и регенерации вплоть до возникновения регенерационно-кварцевого цемента. С этим процессом связано залечивание трещин и сращивание обломков каталказированного кварца (Желинский и др., 1976; Блох, 1988). Здесь, как и в случае с деанортизацией плагиоклазов, процессы адуляризации и окварцевания были связаны с перераспределением вещества, вызванного знакопеременными тангенциальными напряжениями (пульсирующим стрессом).

Такое перераспределение минеральной массы в Чульманской впадине привело к формированию метасоматической зональности на фоне не меняющегося уровня метаморфизма углей (марки Ж и КЖ). В межугольных пластах-коллекторах происходит смена сверху вниз цеолитовых пропицитов (280–200 °С) кварц-адуляровыми метасоматитами, в которых появление адуляра, по данным гомогенизации газожидких включений, осуществляется при 195–175 °С (Коробов и др., 1993). То есть по мере приближения к архейскому складчатому основанию, терригенные межугольные породы испытывали гидротермально-метасоматические преобразования в режиме понижающихся температур от 280 до 175 °С. Это привело к формированию обратной, по классификации Ю. А. Билибина, вертикальной метасоматической зональности. Следовательно, древний фундамент Алданского щита выступал в роли охладителя горячих нисходящих растворов.

Впервые на очень низкие температуры калишпатового метасоматоза в базальных слоях юхтинской свиты обратили внимание А. М. Блох и И. В. Дагаева (1980, 1984), но никаких объяснений данному факту сделано не было.

Вместе с тем, сначала Ю. А. Билибин (1951), а затем А. Д. Щеглов (1976) убедительно показали на примере областей мезозойской тектономагматической активизации охлаждающую роль древнего фундамента в формировании обратной вертикальной метасоматической зональности.

Установлено, что кристаллический фундамент Чульманской впадины, как и всего Пристанового прогиба, подвергся интенсивным тектоническим движениям по зонам древних разломов складчатого основания, возобновившимся в мезозое после длительного периода относительного покоя. Блоковые перемещения, особенно ярко проявившиеся в раннемеловое время (Желинский, 1980), вызывали интенсивный стресс, который затронул и перекрывающие юрско-меловые отложения (Мокринский, 1961).

В такой обстановке в зонах разломов и трещиноватых пород возникают и функционируют пульсирующие глубинные пустотные пространства со свободной циркуляцией поверхностных вод (в том числе отделяющихся от испытывающих метаморфизм каустобиолитов), которые, многократно повторяя цикл, засасываются вниз (иногда до глубин 15 км) с последующим отжатием вверх (Mc Caig, 1988; Жабрев и др., 1995). В условиях Южно-Якутского угленосного бассейна это приводило к смешению восходящих холодных вод, находящихся в разбитых разломами с опережающей

трещиноватостью породах древнего фундамента с нисходящими гидротермальными растворами, рожденными в мезозойском осадочном чехле преимущественно процессами динамометаморфиза.

Это вызывало перераспределение больших масс минерального вещества в разрезе месторождений, чему способствовала исключительно высокая степень обводненности алдано-чульманских торфяников – характернейшая черта всех углей Южно-Якутского бассейна (Фролов, 1975).

В зоне смешения восходящих и нисходящих растворов резко меняются их физико-химические параметры, в частности температура. В условиях стремительного охлаждения растворимость NaCl остается на прежнем уровне, а KCl быстро понижается, что вызывает рост активности калия, выраженной в щелочном калиевом метасоматозе, по Д. С. Коржинскому: калишпатизации (адуляризации), серицитизации (мусковитизации), гидрослюдизации.

Адуляризация сопровождается привнесением калия и выносом натрия. Так, изначальные концентрации K_2O в породах юхтинской свиты, незатронутых метасоматозом, обычно не превышают 3 %.

В адуляризованных породах значительно возрастает содержание калия, составляя в среднем для восточной части впадины 6,6—7,0 %, а для западной иногда 15%, что соответствует 90-процентному присутствию адуляра в метасоматитах. Одновременно с ростом содержания калия резко снижается концентрация натрия – с 2,0–2,5 % в неизменных песчаниках и гравелитах до 0,1–0,2 % в их калишпатизированных разностях. При адуляризации помимо калия привносится также кремний. Концентрация SiO_2 в них нередко превышает 80 %, в то время как в неизменных аркозовых песчаниках региона составляет 75–77 % (Блох, Дагаева, 1980).

В силу смешения разнотемпературных растворов на северо-западной окраине Усмуной синеклизы под адуляризованной толщей базальных песчаников юры произошли разновозрастные калишпатовые изменения в подстилающих породах древнего кристаллического основания. Структурная характеристика новообразованных мезозойских адуляров из юрских песчаников и нарушенных зон в фундаменте, по данным дифрактометрических определений, идентична (Блох, 1988). Это свидетельствует о их единой генетической природе.

Метаморфизм углей обычно рассматривается как основной показатель степени постдиагенетической преобразованности вмещающих пород (Малинин, 1963; Каримова и др., 1969; и др.). Однако, если допустить, что метаморфизм углей и развитие гидротермального процесса в условиях Алданского щита были обусловлены главным образом тангенциальными напряжениями, то каустобиолиты и межугольные пласты-коллекторы должны существенно различаться по степени преобразованности к моменту завершения тектонической активизации. Максимальный уровень карбонизации углей навсегда фиксируется по углемарочной шкале, и соответствующая ему температура

может быть рассчитана по отражательной способности витринита. Межугольные пласты-коллекторы, в отличие от каустобиолитов, не сохраняют минеральные ассоциации этих высокотемпературных стадий. Они замещаются низкотемпературными парагенезисами в регрессивную стадию гидротермального процесса, связанную как с затуханием самой активизации, так и с нарастающим охлаждающим влиянием древнего фундамента. Сказанное приводит в итоге к несогласованности зональности постдиагенетических преобразований вмещающих пород и метаморфизма углей Чульманской впадины. На несогласованность подобного рода впервые обратили внимание В. Н. Коробицына и В. М. Желинский (1975), решив, что это вызвано неоднородностью прогрева осадочной толщи крупными магматическими очагами и неодинаковой восприимчивостью каустобиолитов и терригенных пород к изменениям под действием тепловых потоков. В итоге В. М. Желинский (1980) определил тип метаморфизма углей Южной Якутии как регионально-магматогенный.

Однако в Чульманской впадине отсутствуют выявленные интрузивные тела (Блох, Дагаева, 1980, 1984; Сяндюков, Фролов, 1983; и др.). Поэтому, в соответствии с теоретическими представлениями В. В. Мокринского (1961), В. С. Вышемирского (1963) и Г. А. Иванова (1968), авторы доклада склонны связывать все проанализированные ими явления с процессами, обусловленными, в первую очередь, динамометаморфизмом.

А. Э. Королёв, Э. А. Королёв

Казанский федеральный университет, Казань

САМОРОДНАЯ МЕДЬ В ВЕРХНЕЮРСКИХ ГЛИНАХ У СЕЛА БОЛЬШИЕ ТАРХАНЫ РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН

Проявления медной минерализации в разновозрастных породах осадочных комплексов на протяжении многих лет привлекали внимание специалистов различных направлений геологии [1–4]. Благодаря их исследованиям были выявлены основные породы, где происходит концентрирование медьсодержащих соединений, установлены генетические типы рудопроявления с присущими им парагенетическими ассоциациями минералов, показана ведущая роль органического вещества в осаждение меди из растворов. Несмотря на относительно хорошую проработку тематики стратиформных меденосных формаций до сих пор остается открытым вопрос о возможности медного рудообразования в других литотипах осадочных пород, помимо песчаников, аргиллитов и карбонатов.

Изучение разрезов средне-верхнеюрского возраста у села с. Большие Тарханы западной части Татарстана позволило выявить новые рудопроявления меди, приуроченные к глинистым слоям. Участок находок медной минерализации расположен 2,5 км от восточной окраины населенного пункта в обнажениях правого берега р. Волга.

Здесь в крутых склонах выходят на дневную поверхность породы глинисто-терригенного комплекса оксфордско-кимериджского яруса. В верхней части разреза повсеместно залегают зеленовато-серые глины, обогащенные органическим веществом, поверх которых расположен покров четвертичных суглинков. По данным рентгенографических исследований глины полиминеральные. В составе глинистой компоненты преобладают смешанослойные минеральные фазы иллит-монтмориллонитового состава с примесью иллита и хлорита. Аллотигенная часть представлена зернами кварца и полевых шпатов. Оптико-микроскопические исследования показали, что чешуйки глинистых минералов имеют общую ориентировку, соприкасаясь между собой базальными плоскостями. В пелитовой глинистой массе расположены рассеянные минеральные обломки алевритовой размерности и фрагменты кокколитофорид. Глины содержат до 3 % органического вещества, которое образует темно-бурые пленочки, адсорбированные вокруг глинистых минералов, либо скоагулированно в небольшие по размерам изометричные и линзовидные обособления. Фиксируются редкие углефицированные фрагменты растительных остатков. Минеральный состав верхнеюрских глин, в какой-то степени схож с составом подстилающих и примыкающих к ним с востока аргиллитоподобных глин уржумского яруса средне пермской системы. Учитывая, что источником сноса обломочного материала в Среднерусское палеоморе являлась Волго-Уральская палеосуша, сложенная пермскими отложениями, нет ничего удивительного в близости минерального состава глинисто-терригенной компоненты пород уржумского яруса и пород верхнеюрского возраста.

Детальное изучение глинисто-терригенных пород оксфордско-кимериджского яруса на соседних участках с применением сканирующего электронного автоэмиссионного микроскопа (Merlin (Carl Zeiss)) показало наличие в песчаниках, алевролитах, мергелях и горючих сланцев разнообразной аутигенной минерализации, в том числе и рудной [5].

В рамках последовательного исследования аутигенных рудных минералов в породах среднеюрского осадочного комплекса были включены в эту тематику и зеленовато-серые глины. С целью определения наличия цветных металлов в породах был проведен рентгенофлуоресцентный анализ. Согласно полученным результатам, в глинах содержится: меди – 0,026–0,070 %, никеля – 0,026–0,041 %, цинка – 0,016–0,045 %, хрома – 0,014–0,019 %, кобальта – 0,019–0,043 %, ванадия – 0,015–0,034 %. Как видно из полученных данных, из всех цветных металлов в глинистых породах в наибольшем количестве присутствует медь.

Образцы с относительно повышенными концентрациями меди были в дальнейшем исследованы с помощью сканирующего электронного автоэмиссионного микроскопа. В результате исследований во всех образцах, несмотря на небольшие кусочки пород (до 5,0 мм), установлено наличие медной минерализации. Несмотря на

явные диксидные геохимические условия при формировании глинистого осадка, вызванные большим количеством сапропелевого органического вещества, сульфидных форм выделения меди обнаружено не было. Хотя наличие пиритовых агрегатов, явно указывает на развитие в илистом уплотняющемся осадке сульфатредуцирующих микробных сообществ. Во всех образцах фиксируются лишь самородная медь. В большинстве случаев самородная медь образует пластинчатые обособления среди микроагрегатов глинистых частиц породы (Рисунок). Пластинки меди ориентированы параллельно и под небольшим наклоном к слоистости глины, также развиваются в относительно крупных щелевидных порах, сохранившихся при уплотнении илистого осадка. По-видимому, вдоль базальных плоскостей глинистых частичек создавались наиболее благоприятные условия для миграции ионов меди в поровых растворах в процессе литификации глинистой породы. Пластинки меди характеризуются резкими контактами с минеральными структурными элементами вмещающей породы, имеют облик в виде уплощенного параллелепипеда. Длина пластинок составляет 20–25 мкм, ширина – 10–15 мкм, видимая зафиксированная толщина – <3 мкм. Наиболее развитой плоскостью является грань (100), к которой примыкают грани (111). Плоскость грани (100) характеризуется неровной, волнистой поверхностью, наличием ростовых дефектов. Пластинчатая форма выделения обусловлена особенностями поступления питающего вещества к растущим кристаллам меди. Согласно данным рентгеноспектрального микроанализатора в составе пластинчатых кристаллов меди присутствуют следующие элементы: Cu – 68,39 %; Ni – 5,41 %; Fe – 1,26 %; Mn – 0,16 %. Также отмечается определенное количество нерудных элементов: C – 18,88 %; O – 4,10 %; Al – 0,75 %; Si – 0,91 %; K – 0,15 %. По-видимому, цветные металлы входят в состав аутигенного образования, а черные металлы и нерудные элементы входят в состав минералов вмещающей породы.

Источником меди, по-видимому, являлись песчаники и карбонаты нижне-среднепермского возраста, поступающие на территорию Поволжья при разрушении Уральских гор. Согласно геологическим данным неподалеку от области распространения мезозойских терригенно-глинистых комплексов Среднего Поволжья проходит Вятско-Камская меденосная полоса [6]. Общая протяженность полосы составляет 450 км при ширине 150 км, содержание меди в среднем составляет 0,5–3,0 %. От нее в сторону Ульяновской области отходят небольшие ответвления в виде островных участков с повышенным содержанием цветных металлов и железа. Ближайшие к среднеюрским отложениям участки, где обнаружена медная минерализация расположены у с. Сюкеево, близ д. Тарханы на одной из возвышенностей, называемой Бакар-Тау (Медная гора), (Татарстан), в окрестностях Самарской Луки (Самарской области) [7]. На территории Татарстана медь совместно с никелем обнаружена в пиритах доломитов и доломитовых мергелей казанского яруса, изредка отмечены корочки

малахита и азурита. В пределах Самарской области медь встречается в виде ковеллина, халькозина, куприта, малахита и азурита.

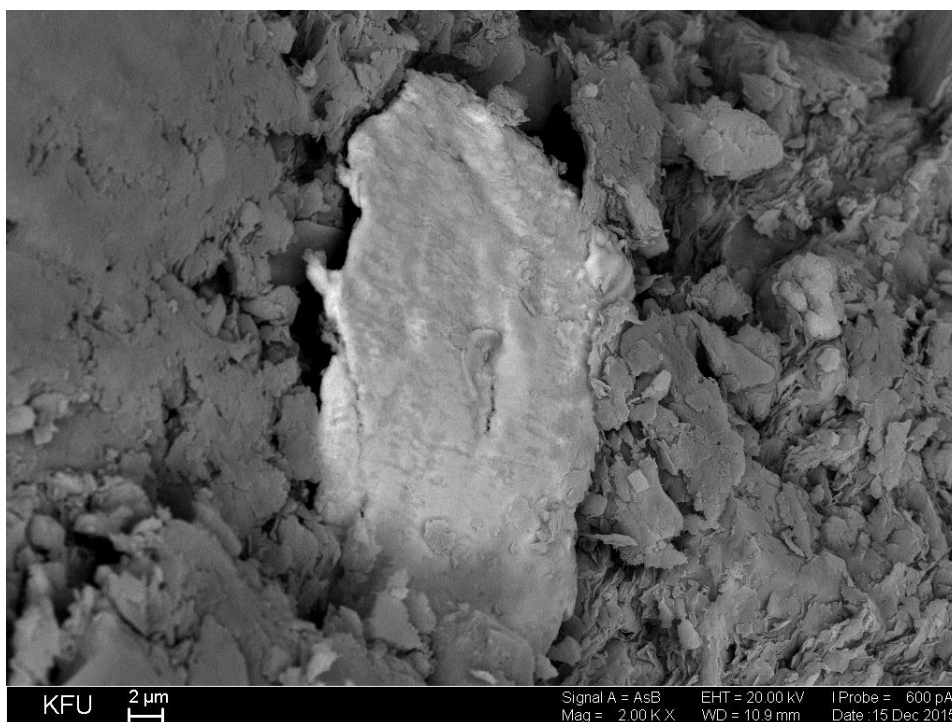


Рисунок. Фото скола с поверхности зеленовато-серой глины. В отраженных электронах светиться пластинка самородной меди.

Интенсивному выносу цветных металлов с указанных областей сноса в известной мере способствовал господствующий влажный гумидный климат и расчлененный рельеф местности. При разрушение первичных медьсодержащих минералов Cu и Ni в ионной и адсорбированной форме мигрировали в составе природных вод в Среднерусское палеоморе, являвшееся ближайший бассейном стока на территории Волго-Уральской суши. Здесь, в условиях формирования закисленных глинистых илов, медь и никель постепенно концентрировались в поровых растворах. Поскольку разлагающееся органическое вещество создавало кислую среду в придонном осадке, то основной формой концентрирования металлов являлись свободные ионы. Так как известно, что уже при pH 5,91 доля Cu^{2+} составляет 94 % от суммарного содержания всех соединений меди, представленных ассоциатами $(\text{Cu}(\text{SO}_4)_2)^{2-}$ и $(\text{Cu}(\text{OH})_3)^-$ [8]. Для сравнения, в слабо щелочной среде при pH 7,43 процентное соотношение доли формы миграции двухвалентного иона снижается до 9 % [8]. В стадию диагенеза при уплотнении и обезвоживании глинистых илов концентрация ионов цветных металлов постепенно повышалась и за счет собирательной кристаллизации они начинают образовывать самостоятельные минеральные фазы. Миграция ионов металлов шла преимущественно вдоль базальных плоскостей глинистых минералов,

коагулировавшихся в ленточные агрегаты. Поэтому рост самородной меди происходил параллельно тонкой горизонтальной слоистости глинистых пород, формируя пластинчатые зерна. Судя по отсутствию самостоятельных форм выделения никеля, концентрация его ионов в растворах была заметно меньше ионов меди. В результате металл изоморфно вошел в состав зерен меди.

Учитывая, что глинистые породы верхнеюрского возраста не испытывали глубоких погружений в недра земли и до сих пор находятся на стадии диагенеза, пластинки самородной меди можно считать седиментационно-диагенетическими новообразованиями.

Литература

1. Волков А. В., Новиков И. А., Разумовский А. А., Мурашов К. Ю., Сидорова Н. В. Геохимические особенности и условия образования медистых песчаников Оренбургского Предуралья // Литосфера. 2018 г. Т. 18. № 4. С. 593–606.
2. Попов В. М. Геохимия и оруденение осадочных толщ Тянь-Шаня – Фрунзе: Изд-во «Илим». 1966. 199 с.
3. Трубачев А. И. Основные типы стратиформных месторождений меди // Георесурсы. 2003. № 2(14). С. 46–48.
4. Трубачев А. И., Корольков А. Т., Радомская Т. А. Парагенезисы минералов и формы их выделения – как отражение этапов формирования месторождений медистых песчаников и сланцев // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2019. Т. 330. № 9. С. 70–89.
5. Korolev E. A., Bakhtin A. I., Eskin A. A., Korolev A. E., Barieva E. R. Sedimentary-diagenetic ore formation in the Jurassic system terrigenous deposits of the Tatarstan Republic // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 9. Ser. «IX Sedimentological Conference». 2020. 516(1). 012012
6. Ногманов А.И. Медеплавильное дело в Казанском уезде во второй половине XVII в. // Историческая этнология. 2017. Т. 2. № 1. С. 177–189.
7. Ламзин И. С., Трошкин А. С., Лихопоенко Н. А., Гусев В. В., Бортников М. П. Медная минерализация в проявлениях Самарской области // Ашировские чтения. 2016. Т.1. №1(8) С. 107–119.
8. Русина Т. А. Формы миграции никеля и меди в природных водах района озера Имандра (Кольский полуостров) // Современные проблемы гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии Евразии: материалы Всероссийской конференции с международным участием, г. Томск, 23-27 ноября 2015 г. – Томск : Изд-во ТПУ 2015. С. 775–778.

А. В. Крайнов

Воронежский государственный университет, Воронеж

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КЕРАМИЧЕСКИХ ГЛИН ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Каолинит является основным минералом глин, широко используемых в промышленности в качестве сырья для керамических изделий, огнеупорных материалов, наполнителей в производстве пластмасс, резины, бумаги, в строительной, лакокрасочной и других отраслях промышленности. Этот минерал слагает каолины (синоним каолинитовые глины), среди которых выделяются первичные (коры выветривания) и вторичные (делювиально-пролювиальные и озерно-болотные). При размыве и дальнем

переносе вещества кор выветривания (КВ) формируются тугоплавкие и огнеупорные глины, содержащие примесь других глинистых и неглинистых минералов.

Формирование месторождений каолинитовых (керамических) глин в пределах Воронежской антеклизы (ВА) связано с континентальными перерывами [1, 2], во время которых формировались каолиновые коры выветривания, а также с их последующим размывом и переотложением.

На изучаемой территории керамические глины являются ценным и одновременно дефицитным сырьем. Месторождения, поставленные на Государственный баланс, приурочены к отложениям мамонской толщи верхнего девона [3, 4], аптского яруса нижнего мела [5], свитам: киевской эоцена, берекской олигоцена, шапкинской миоцена и усманской плиоцена [6, 7]. Глины разновозрастных месторождений отличаются по условиям образования, вещественному составу и качеству. Поэтому вопрос об их генезисе является актуальным.

Всего в пределах ВА можно выделить 6 генетических типов каолинитовых глин: 1. *Первичные каолины*, связанные с корами выветривания (КВ) по породам кристаллического фундамента допозднедевонского возраста; 2. *Вторичные каолины*, связанные с ближним переносом кор выветривания по породам кристаллического фундамента (позднедевонские отложения мамонской песчано-каолиновой толщи); 3. Глины типа «*флинт-клей*» раннекаменноугольного возраста; 4. *Озерно-болотные огнеупорные* глины Латненского типа раннемелового возраста (аптский век); 5. *Лагунно-морские тугоплавкие* глины Лукошкинского типа раннемелового возраста (аптский век); 6. *Морские полиминеральные керамические*, преимущественно *легкоплавкие*, глины кайнозоя.

Условия образования каолинитовых глин определяют вещественный состав, технологические свойства, а также возможность открытия новых месторождений для наращивания минерально-сырьевой базы керамических глин и каолинов.

Первичные каолины связаны с тремя этапами корообразования: доверхнерифейским, раннепалеозойским и позднеэфельско-раннефранским. В связи с тем, что КВ были в последующие этапы размывы и сохранились спорадически, вероятность обнаружения месторождений первичных каолинов отсутствует.

Вторичные каолины мамонской толщи, образовались преимущественно за счет размыва КВ на кристаллических породах докембрия, распространенных южнее. Здесь глины имеют преимущественно иллит-каолининовый состав с весомым преобладанием последнего минерала (до 99,5%). Такой состав определяет возможность использования вторичных каолинов мамонской толщи в качестве сырья для высококачественных огнеупорных изделий.

Глины типа «флинт-клей» связаны с раннекаменноугольным этапом корообразования, следы которого отмечены на юге Воронежской антеклизы. Распространение различных типов КВ тесно связано с древним рельефом [8]. На

положительных формах рельефа, сложенных железистыми кварцитами и переслаивающимися с ними сланцами, отмечается латеритный профиль. В отрицательных формах рельефа, в непосредственной близости от площадей развития латеритных КВ, формировались озерно-болотные глины с прослоями бурых углей. Среди них встречаются линзы сухарных глин типа флинт-клей, и они являются огнеупорными. В настоящее время эти глины не имеют практического значения из-за большой глубины залегания. Но при развитии и усовершенствовании технологии гидрокважинной добычи минерального сырья они смогут представлять интерес.

Озерно-болотные *огнеупорные глины Латненского типа* и лагунно-морские *тугоплавкие глины Лукошкинского типа* формировались преимущественно за счет размыва отложений мамонско песчанно-каолиновой толщи, но разные фациальные условия их образования определяют разный вещественный состав. *Огнеупорные* глины аптского возраста имеют преимущественно монтмориллонит-каолининовый состав, а *тугоплавкие* – иллит-каолининовый. В огнеупорных глинах установлены как терригенный, так и аутигенный каолиниты, в тугоплавких – только первая разновидность этого минерала. Это свидетельствует о том, что значительную роль в пределах озерно-болотных фаций возвышенной аллювиальной равнины играло «дозревание» вещества в результате промывного диагенеза в условиях теплого гумидного климата при наличии значительного количества органики. Это привело к каолинизации иллита и монтмориллонита в результате трансформационных и синтетических процессов, появлению гиббсита. Иллит-каолининовый состав глин лагунно-морской зоны унаследован от размывных образований источников сноса.

Морские полиминеральные керамические, преимущественно легкоплавкие, глины формировались в мелководно-морских фациях за счет более древних каолинитсодержащих отложений. Мелководно-морские фации неблагоприятны для формирования керамических глин, так как каолинит – главный минерал, определяющий их свойства не устойчив в щелочной морской среде. Поэтому эти глины наименее перспективные из рассматриваемых для выявления в них месторождений керамических глин.

Помимо главных характеристик каолининовых глин (минеральный и химический состав) важным параметром, которому при разведочных и поисково-оценочных работах уделяется мало внимания, является морфология кристаллов каолинита (Рисунок).

Для каолинита кор выветривания (первичные каолины) характерно наличие кристаллов с совершенной структурой (вермикулярный каолинит). Частицы вермикулярного каолинита «упакованы» из набора пластин, которые имеют четко выраженные грани и углы шестигранника (см. Рисунок).

Каолинит мамонской толщи (вторичные каолины) вблизи южных границ ее распространения, где она залегает на КВ кристаллического фундамента, обладает довольно совершенной структурой – отмечаются обломки вермикулярных кристаллов со

следами механической переработки, выраженной в нарушении целостности пакетов. Но уже на удалении 60 км от источника сноса этот минерал представлен терригенными частицами (пластинками) размером 0,3–0,45 мкм. Наряду с «окатанными» и бесформенными пластинками минерала отмечается значительное количество кристаллов с характерным габитусом в виде целых шестиугольных табличек. Кристаллы с гексагональным габитусом практически отсутствуют, изредка в пластинках отмечается одна-две грани минерала. Всё это свидетельствует о преобладающих процессах дробления и измельчения кристаллов каолинита при переносе их из КВ к бассейнам седиментации.

		Докембрий	Мамонская толща (D ₂ ггг)	Аптский ярус (К,а)	Эоцен (P ₂ кv)	Олигоцен-миоцен (P ₂ -N ₁)	Миоцен (N ₁)
ПЕРВИЧНЫЕ КАОЛИНЫ	КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ		↓				
	ПЕРЕОТЛОЖЕННАЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ						
ВТОРИЧНЫЕ КАОЛИНЫ	ПЕРЕОТЛОЖЕННАЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ (на удалении)			↓			
	ОЗЕРНО-БОЛОТНЫЕ ГЛИНЫ						↓
ТУГОПЛАВКИЕ ГЛИНЫ	ЛАГУННО- МОРСКИЕ ГЛИНЫ				↓	↓	
ЛЕГКОПЛАВКИЕ ГЛИНЫ	МОРСКИЕ ГЛИНЫ						

Рисунок. Зависимость морфологии кристаллов каолинита от обстановок формирования и условий образования.

Кристаллическая фаза огнеупорных глин представлена как аллотигенным (разрушенным в ходе транспортировки к бассейну седиментации) так и аутигенным каолинитом (биоморфозы по древесине и бактериям и новообразованный вермикулярный каолинит). Формирования аутигенной разновидности происходило за счет процессов проточного диагенеза в озерно-болотных фациях верховья аллювиальной равнины [9].

Каолинит лагунно-морских (тугоплавкие глины) и морских (легкоплавкие) обстановок наблюдается в округлых формах со слабо выраженными

псевдогексагональными очертаниями, а иногда с изменениями псевдогексагональных чешуек, что выражается в расплывчатости их контуров, появлении зазубрин. Для этого минерала характерны два типа изменений [10]: 1 – обломанность и появление зазубрин с четкими контурами, 2 – расплывчатость границ пластинок, "сглаживание" углов, приобретение зазубрин с нечеткими контурами. Первый тип изменений обусловлен транспортировкой минерала от источника сноса в бассейн, а второй – воздействием изменившейся среды бассейна, поскольку каолинит устойчив в кислых средах, а в морских щелочных условиях становится неустойчивым

Литература

1. Савко А. Д., Щеголев И. Н. Эпохи корообразования в докембрии Воронежской антеклизы // Литология и полезные ископаемые. 1979. С. 64–78.
2. Савко А. Д. Эпохи корообразования в истории Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1979. 120 с.
3. Савко А. Д. Огнеупорные глины и каолины Воронежской антеклизы / В сб. Генезис и ресурсы каолинов и огнеупорных глин. Академия наук СССР, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии; ответственные редакторы: В. П. Петров, С. С. Чекин. Москва, 1990. С. 35–47.
4. Савко А. Д., Мануковский С. В., Крайнов А. В., Корабельников Н. А., Милаш А. В. Вторичные каолины девона Воронежской антеклизы на примере месторождения Козынка // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. Воронеж. 2018. № 2. С. 20–28.
5. Савко А. Д., Новиков В. М., Крайнов А. В., Давыдов Д. Н., Ратников В. Ю. Минерогения аптских отложений Воронежской антеклизы. Статья 1. Огнеупорные глины и каолины // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2011. № 2. С. 116–136.
6. Савко А. Д. Глинистые породы и связанные с ними полезные ископаемые в палеозойских и мезокайнозойских отложениях Воронежской антеклизы. Статья 2. Глинистые породы мезокайнозоя // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология. Воронеж, 2014. № 1. С. 89–94.
7. Крайнов А. В., Дмитриев Д. А. Керамические глины кайнозоя Центрально-Черноземного района // Вестник Воронежского государственного университета. Сер. Геология. Воронеж, 2019. № 2. С. 81–87.
8. Сиротин В. И. Закономерности визейского бокситообразования (на примере КМА и других провинций Русской платформы). // Дисс. д-ра геол.-мин. наук. Воронеж, 1988. Т. 1. 353 с.
9. Бортников Н. С., Минеева Р. М., Савко А. Д., Новиков В. М., Крайнов А. В., Беркета А. Г., Сперанский А. В. История каолинита в коре выветривания и связанных с ней месторождениях глин по данным ЗПР // Доклады Академии наук. 2010. Т. 433. № 2. С. 227–230.
10. Андреевков В. В., Савко А. Д. Естественные отделочные и облицовочные материалы из осадочных пород северо-востока Воронежской антеклизы // Труды научно-исследовательского института геологии Воронеж. гос. ун-та. Вып. 15. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2003. 94 с.

И. О. Крылов¹, Н. А. Лыков^{1,2}

¹ МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва

² Геологический институт РАН, Москва

РОЛЬ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ОБРАЗОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НОРИЛЬСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Норильская металлогеническая провинция находится на северо-западной окраине древней дорифейской Восточно-Сибирской платформы, недалеко от границы с Западно-

Сибирской эпикаледоно-герцинской плитой. Она вмещает в себя ряд уникальных месторождений сульфидной медно-никелевой формации. Потенциал Норильских месторождений намного превышает потенциал других известных крупных месторождений [1] и определяет состояние минерально-сырьевой базы России. Уникальные крупные медно-никелевые месторождения составляют 75 % мировых запасов Pd, 15 % запасов Pt, а также значительную долю запасов Ni, Cu и Co России.

Норильский рудный район активно изучается с 30-х гг. прошлого века. Большое внимание к изучению этого региона связано с поисками и разведкой месторождений сульфидных медно-никелевых руд, которые пространственно и генетически сопряжены со сложно-дифференцированными рудоносными интрузивами оливиновых габбро-норит-долеритов. Рудоносные интрузивы, вмещающие рудные тела, характеризуются сложным строением и уникальным генезисом. Основной дизъюнктивной структурой, которая служила рудоподводящим и одновременно магмоподводящим каналом, является Норильско-Хараелахский глубинный разлом.

За весь период изучения данного района накоплено достаточно большое количество фактического материала о природе траппового магматизма и механизмах формирования пастообразных интрузивов, разработаны различные генетические модели образования уникальных Норильских месторождений [2, 3, 4]. Однако, несмотря на длительный период изучения, до сих пор не существует гипотезы, объясняющей все факторы образования уникальных руд Норильских месторождений. Согласно ликвационной гипотезе, наиболее популярной среди других генетических моделей, ликвация магмы на сульфидную и силикатную части началось в глубинном магматическом очаге при понижении температуры [5]. Промежуточный магматический очаг, находился на глубинах около 10000 м, где процесс ликвации был связан с ассимиляцией, битуминозных и обогащенных серой пород палеозоя – верхнего протерозоя. Образование уникальных богатых руд связано с интенсивно прошедшими процессами контаминации рудными растворами вещества земной коры. Большая часть сульфидных расплавов месторождений Норильского рудного поля имела мантийное происхождение; возможно, сульфидные расплавы обособились от силикатных расплавов при процессах контаминации последних [6].

Образование рудоносных растворов, обусловленных контаминацией вмещающих пород давно известно и изучалось многими исследователями, как для Норильского района [7, 8, 9, 10], так для других подобных месторождений [11]. Рассматривая процесс поэтапно, образование интрузивов Норильского типа представляется в следующей последовательности: магматический расплав из мантийных источников поднимался по Норильско-Хараелахской зоне трещиноватости, по мысли Э. М. Спиридонова, «выпахивая» себе пространство во вмещающих породах [12], и контаминируя породы плитного чехла платформы.

Плитный чехол платформы образуют терригенные толщи рифея, верхнерифейские – каменноугольные ангидрит-карбонатно-терригенные толщи, среди которых также выделяются фосфориты верхнего ордовика, нижнесилурийские граптолитовые сланцы, верхнедевонские медистые песчаники и сланцы. Эти отложения перекрыты верхнекарбоневой-пермской угленосной карбонатно-терригенной толщей (тунгусская серия), выше которой залегают трапповые платобазальты позднепермско-раннетриасового возраста [13]. Пестроцветные ангидрит-карбонатно-терригенные толщи раннего – среднего палеозоя содержат линзы каменной соли, линзы рассолов, пятна нефтидов. И. И. Краснов, М. Л. Лурье и В. Л. Масайтис [1] установили, что Среднесибирское плоскогорье – плато Путорана представляет гигантскую область опусканий, предопределивших накопление крупнейшей в мире угленосной тунгусской серии и вулканитов трапповой формации.

Принимая во внимание разнообразие палеозойских пород, для выяснения процессов образования уникальных руд Норильских месторождений целесообразным является рассмотрение особенностей состава толщ палеозойских пород, которые были контаминированы и в процессе ассимиляции могли повлиять на исходный состав расплава, а затем и на исходный состав руд.

Авторами были изучены верхнеордовикские фосфориты и нижнесилурийские граптолитовые сланцы Сибирской платформы, определен элементный состав фосфоритов методом ICP-MS. Полученные данные были сопоставлены с элементным составом окисно-рудных и сульфидных минералов в рудах западной ветви Хараелахского интрузива.

На основании полученных наблюдений сделано предположение, что наличие обилия REE и элементов платиновой группы (ЭПГ) в расплаве является результатом контаминации расплавом ордовикских фосфоритов и граптолитовых сланцев, обогащенных REE и платиноидами, что согласуется с особенностями состава верхнеордовикских фосфоритов в других частях Сибирской платформы.

Согласно современным представлениям фосфатонакопление в верхнеордовикское время имело глобальные, планетарные масштабы, фосфатоносные отложения распространены на большей площади Сибирской платформы и Балтоскандии [14], горизонты конденсации фосфоритов распространены также на других континентах [15, 16]. На фоне подъема уровня мирового океана и замедленных скоростей осадконакопления в верхнем ордовике, богатые фосфатным веществом и двухвалентным железом холодные воды поступали на палеосибирское мелководье, тем самым они обогащали фосфатным веществом фоновые осадки, так и образовывали горизонты конденсации фосфоритов при снижении скоростей осадконакопления. Основным механизмом привноса холодных водных масс, вероятно, служил апвеллинг, являющийся косвенным отражением постепенного похолодания и оледенения Гондваны, начало которому было положено ещё в среднем ордовике и достигшему своего максимума в

хирнантское время [17]. В подобных горизонтах конденсации содержание фторапатита колеблется в пределах 30–70 %, при этом в фоновых осадках верхнего ордовика содержания фторапатита доходит до 5 %.

Таким образом можно предположить, что REE и ЭПГ являются переотложенными в медно-никелевых рудах. Их первичное накопление и концентрация приурочена к фосфоритонесным отложениям ордовикского возраста. Обилие REE и ЭПГ в рудах Норильских месторождений вероятно связаны с ассимиляцией обогащенных REE и ЭПГ фосфоритов при контаминации расплава.

Предполагаемые нами закономерности, а также дальнейшее исследование особенностей контаминированных пород может сыграть ключевую роль в познании особенностей процессов рудообразования и как следствие – внести вклад в региональные поисковые работы, проводимые в металлогенических провинциях на медно-никелевое оруденение в пределах западной части Сибирской платформы.

Литература

1. Геология Норильской Металлогенической провинции / под ред. И. И. Никулина; ПАО ГМК «Норильский никель». М.: МАКС Пресс, 202. 524 с.
2. *Годлевский М. Н.* Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 89 с.
3. *Годлевский М. Н.* Кристаллизационная дифференциация сульфидного расплава на примере Норильских медно-никелевых месторождений. В кн.: Мат. по геологии и пол. ископ. Сибирской платформы. Л.: ВСЕГЕИ. 1960. С. 95–101.
4. *Дистлер В. В., Гроховская Т. Л., Евстигнеева Т. Л., Служеникин С. Ф., Филимонова А. А., Дюжиков О. А.* Петрология сульфидного магматического рудообразования. М.: Наука, 1988. 232 с.
5. *Naldrett, A. J., Naldrett A. L.* Magmatic sulfide deposits: Geology, geochemistry, and exploration. Springer Science & Business Media, 2004.
6. *Селянгин О. Б.* Контаминация магмы, особенности петрогенезиса и распределение рудного вещества в породах никеленосной формации Срединно-Камчатского массива (часть третья) // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2018. №. 4. С. 5–22.
7. *Юдовская М. А.* Роль контаминации в образовании Норильских месторождений // Металлогения древних и современных океанов. Учредители: Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН. 2022. Т. 28. С. 136–138.
8. *Мирошникова Л. К.* Геолого-геохимические предпосылки и признаки локализации медно-никелевого с платиноидами оруденения рудно-магматической системы Талнахского рудного узла // Москва. 2017.
9. *Золотухин В. В., Рябов В. В., Васильев Ю. Р., Шатков В. А.* Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии. Новосибирск: Наука. 1975. 434 с
10. *Дюжиков О. А., Дистлер В. В., Струнин Б. М. и др.* Геология и рудоносность Норильского района. М.: Наука, 1988. 279 с.
11. *Арискин А. А. и др.* Довыренский интрузивный комплекс (Северное Прибайкалье, Россия): изотопно-геохимические маркеры контаминации исходных магм и экстремальной обогащенности источника // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. №. 3. С. 528–556
12. *Спиридонов Э. М.* Рудно-магматические системы Норильского рудного поля // Геология и геофизика. 2010. С. 52–79.
13. *Радько В. А.* Фации интрузивного и эффузивного магматизма Норильского района. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2016. 226 с.
14. Месторождения фосфоритов и апатитов Сибири и Дальнего Востока. Коллектив авторов АН СССР, Сиб.отд-ние, Ин-т геологии и геофизики; Редкол.: Ю.Н.Занин, В.Г.Матухина (отв. ред.) И др. - Новосибирск, 1983. 187 с.

15. Michael C. Pope, Jessica B. Steffen Widespread, prolonged late Middle to Late Ordovician upwelling in North America: A proxy record of glaciation? *Geology*; January 2003. v. 31. no. 1. pp. 63–66.
16. Lenton T. M., Crouch M., Johnson M., Pires N., Dolan L. First plants cooled the Ordovician Nature *Geoscience*. vol 5. 2012. pp. 86–89.
17. Дронов А. В. Апвеллинг в среднем и позднем ордовике Сибирской платформы и связь с ним эволюции биоты и осадконакопления. В: Алексеев А. С. (ред.) Палеострат-2009. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества, Москва 26–27 января 2009 г. Программа и тезисы докладов, М.: Палеонтологический ин-т им. А. А. Борисяка РАН, С. 15–16.

А. И. Кудаманов, Т. М. Карих, А. А. Гладышев

ООО «ТННЦ» Корпоративный НИПИ Роснефть, ПАО

К ВОПРОСУ О ФРАКТАЛЬНОСТИ ПРИРОДНЫХ ОБЪЕКТОВ НА ПРИМЕРЕ ВЕРХНЕГО МЕЛА (НАД СЕНОМАНОМ) ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Введение. Верхнемеловой разрез (над сеноманом) Западно-Сибирской плиты (ЗСП), продукт глобальной трансгрессии, представлен глинистыми и глинисто-кремнистыми осадками биогенно-хемогенного и хемогенного генезиса. Выделены 4 сейсмостратиграфических комплекса (ССК) – кузнецовский (турон-верхний коньяк), нижнеберёзовский (коньяк-сантон), верхнеберёзовский (кампан) и ганькинский (маастрихт) [Агалаков, 2020]. Особенности литологии и данные палеонтологии позволили выделить внутри ССК более мелкие литостратоны. В нижнеберёзовском ССК – пласты НБ4 (опоковидные глины, средний коньяк), НБ3 (алевролиты, верхний коньяк), НБ2 (опоковидные глины, нижний сантон) и НБ1 (опоки, верхний сантон) [Маринов и др., 2021]. В верхнеберёзовском ССК – пласты ВБ2-3 (опоковидные и кремнистые глины; нижний кампан), ВБ1 (алевролиты; средний кампан) и ВБ0 (кремнистые глины, верхний кампан).

Метод и теория. Нижнеберёзовский ССК сложен глинистыми опоками и опокovidными глинами с высокой суммарной пористостью. Преобладают микроскопические поры (субкапиллярные и меньше), что является причиной низкой матричной проницаемости и эффективной пористости. Но кремнистые породы верхнего мела ЗСП обладают повышенной трещинной проницаемостью – основные перспективы могут быть связаны с зонами развития естественной трещиноватости.

Примеры. При анализе результатов сейсмических работ (с высокой кратностью), в том числе на территории ЗСП, были установлены полигональные системы разрывных нарушений (рис. 1) [Карих и др., 2020]. Горизонт развития деформаций занимает определённый интервал разреза, выше и ниже которого нарушения не прослеживаются. Первые признаки нарушений установлены на уровне люлинворского горизонта (эоцен). Ниже число и амплитуда нарушений возрастает, достигая максимальных величин в кровле сантона. Глубже амплитуда нарушений плавно уменьшается, и на глубинах 700–

800 м они исчезают (в кровле турона). Ниже в меловых отложениях (более 1400 м) следы деформаций отсутствуют. Вновь деструктивные нарушения характерны для юрских пород (на глубинах более 2000 м, вероятно, баженовский горизонт). Размеры полигонов – 200–500 м. Амплитуды нарушений – 10–100 м. Нарушения плоские, реже листрические (с наклоном 30° – 90°). Развитие полигональных нарушений связано с их уплотнением при погружении и значительным сокращением объёма и порового пространства. На площади ЗСП примеры аналогичных систем полигональной трещиноватости отмечаются неоднократно (Пур-Тазовская зона, Еньяхинский и Медвежий ЛУ и др.) [Карих и др., 2020].

Закономерности старения природных коллоидных систем (на примере баженовской свиты; Колокольцев и др., 2009) позволили уточнить «что трещины образуются не только при тектонических напряжениях. Они возникают и по причине синерезиса — самопроизвольного уменьшения объёма геля при его старении» [Карих и др., 2020].

На рис. 2 приведены примеры конкреций-септарий и природных такыров. Полигональные системы трещин такыров, кроме подобия сейсмическому феномену (рис. 1), аналогичны системам трещин внутри конкреций. Важно, что кроме морфологического сходства, развитие систем трещин контролируется определённым составом пород, в которых они проявляются.

В результате анализа 200 случаев формирования полигональных систем трещин (Гогоненков и др., 2002) выделены 7 признаков, характерных для данного явления [Карих и др., 2020]:

1. Система разломов всегда полигонального характера.
2. Система разломов сверху и снизу ограничена ненарушенными толщами.
3. Распространена на значительных площадях, измеряемых многими сотнями км².
4. Амплитуды разломов – 10–100 м.
5. Размер полигонов, образуемых системой нарушений – 100–1000 м.
6. В пределах осадочной толщи могут быть выявлены два и более интервала независимых систем полигональной нарушенности.
7. Полярность нарушений (соотношение поднятого блока и угла падения плоскости сброса) может быть произвольной.

Механизм образования полигональной нарушенности не установлен, однако очевидно, что он связан с процессом отвода порового флюида при пассивном погружении и уплотнении пелитоморфной толщи на глубинах от десятков до первых сотен метров. Генетически образуемые нарушения являются трещинами синерезиса септариювого типа. По всей видимости, системы полигональных трещин формировались в несколько этапов. Заложение трещин (и поверхностей напряжения) – путём неравномерной дегидратации (коагуляции) коллоидного осадка, насыщенного кремнезёмом, при погружении и диагенезе (образование трещин синерезиса–септарий).

В дальнейшем, на этапах тектонических активизаций, проходило растрескивание по ослабленным зонам (и поверхностям напряжения) с образованием разномасштабных трещин. К тому же установлено, что интенсивность проявления полигональных нарушений увеличивается вблизи сдвиговых разломных зон.

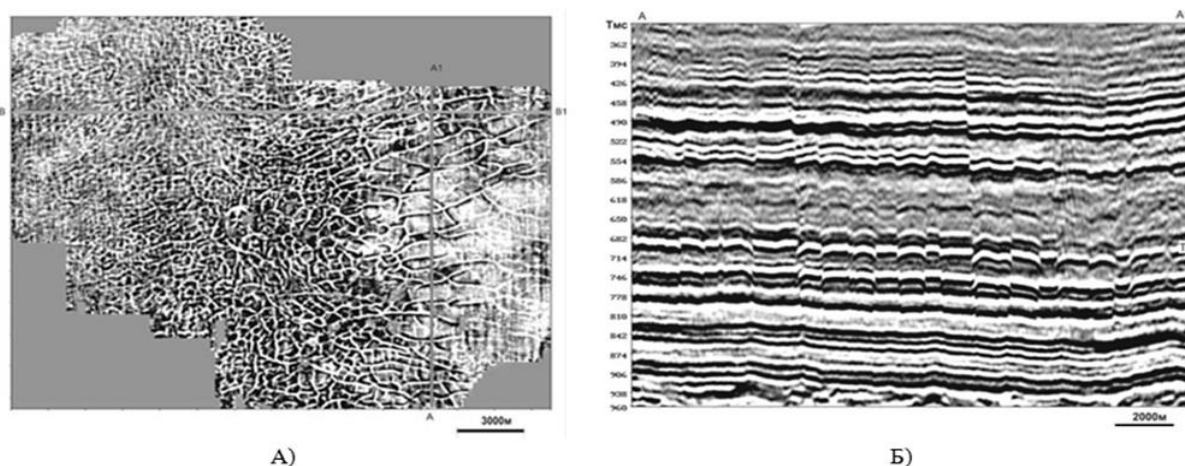


Рис. 1. А) Седиментационный срез сейсмического куба 3Д на уровне горизонта TR (над сеноманом в районе г. Нижневартовск); Б) Фрагмент меридионального сейсмического разреза по линии AA1 (рис. 1А) в интервале развития полигональных, такырообразных нарушений (в районе Нижневартовска) (Гогоненков и др., 2002) [Карих и др., 2020].

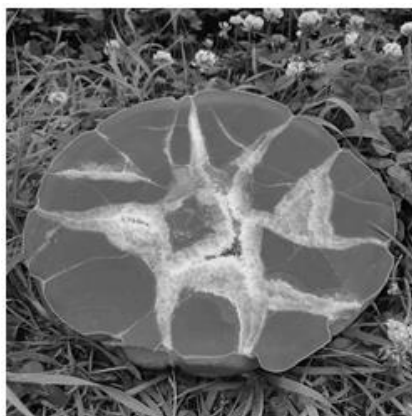


Рис. 2. Примеры септарий (конкреций с радиальными и тангенциальными трещинами внутри; слева) и глинистых пустынь – такыров (справа).

Пример структуры затвердевшей эпоксидной смолы (рис. 3Г).

Окрашенная в голубой цвет эпоксидная смола используется при изготовлении прозрачных шлифов для оценки под микроскопом – морфологии и распределения пустотного пространства.

На рис. 3 показан фрагмент раскрытой литогенетической трещины шириной до 0,2 мм. Перпендикулярно к стенкам трещины выросли кристаллы гипса, между кристаллами – пропитка окрашенной смолой (рис. 3А). Свободная осевая зона трещины

заполнена пиритом (чёрный цвет на 3А и белый цвет на 3Б). На изображениях РЭМ (рис. 3Б, 3В и 3Г) чёрным цветом выделяется органическое вещество (ОВ; эпоксидная смола). На рис. 3Г видны щелевидные пустоты трещинного типа (шириной 2–3 мкм) в структуре смолы, ориентированные перпендикулярно к стенке трещины, и образовавшиеся при затвердевании (при испарении растворителя).

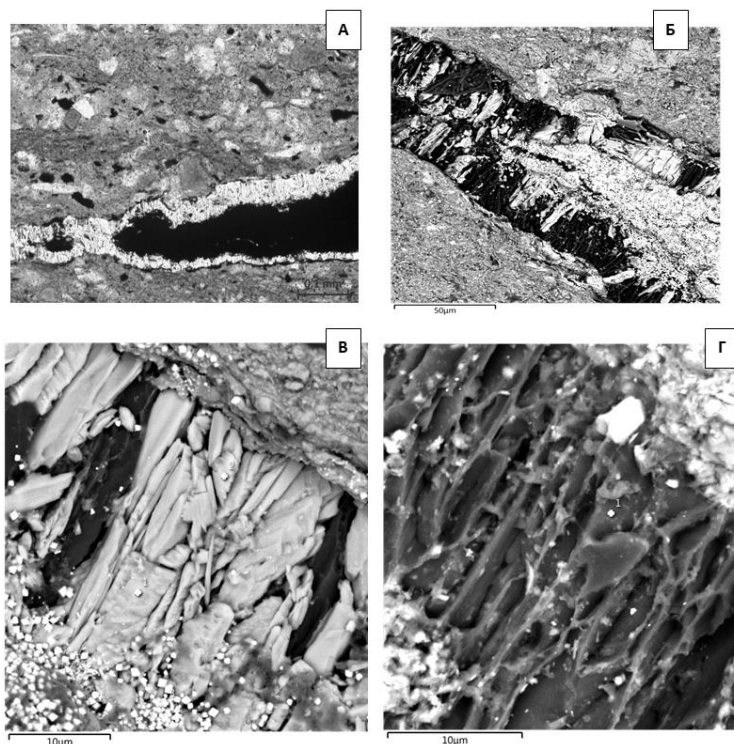


Рис. 3. Фото под микроскопом (А; Климова Е. С.) и изображение в РЭМ (Б, В, Г; Панёв Е. А.) шлифа из пласта ВБ2-3 (материалы ООО «ТННЦ»).

Смола и пелитоморфные глинисто-кремнистые илы, являются коллоидом. Затвердевая (старая, коагулируя), они теряют жидкость, уменьшаясь в объёме. Уплотниться за счёт сжатия трещины – у смолы нет никаких шансов – и тогда смола «мумифицируется», т. е. высыхает внутри (рис. 3Г), как это происходит и при образовании септариевых трещин внутри конкреций (см. рис. 2). Закономерности морфологии затвердевшей эпоксидной смолы, установленные при большом увеличении, РЭМ, аналогичны септариевым трещинам внутри конкреций, видимым визуально (и там, и там с потерей растворителя практически происходит «мумификация»). Кроме примеров смолы и конкреций, сейсмическим методом установлен феномен существования полигональных систем трещиноватости, локализованный в узких интервалах разреза, представленных изначально высоко насыщенными пелитоморфными илами (см. рис. 1).

Следовательно, логично допустить возможность разномасштабных процессов (различающихся на 5–6 порядков), имеющих в своей основе единый механизм. То есть, проявление принципа самоподобия (фрактальности) природных объектов.

Но если полигоны в сотни метров мы можем выделять только по данным сейсмоки, то для характеристики уровня такыров и микротрещин есть керн и возможность его комплексного изучения – от визуального описания, до применения разнообразных высокоточных лабораторных методов (особенно оптических с высоким разрешением). С учётом фрактальной природы разномасштабных природных объектов логично ожидать, что и характеристики объектов разного масштаба будут подобны.

Выводы.

1. Установлено морфологическое подобие природных систем трещиноватости в осадочных отложениях – от полигональной (сотни метров) до такыров и септарий (конкреций).
2. С учётом особенностей осадков (пелитоморфные, изначально высоко насыщенные илы-коллоиды), в которых проявляются системы трещиноватости, сделан вывод о формировании трещин при обезвоживании отложений (трещины синерезиса, в замкнутой системе – септариевого типа).
3. Разномасштабные формы проявления трещин усыхания являются выражением принципа фрактального самоподобия.
4. Очевидно, результаты изучения микротрещин синерезиса лабораторными методами пригодны для характеристики трещин более высокого уровня.

Литература

1. *Агалаков С. Е.* Геология и газоносность верхнемеловых надсенноманских отложений Западной Сибири: дисс. на соискание уч. ст. д.г.-м.н.: 25.00.12 / Агалаков Сергей Евгеньевич. Тюмень, 2020. 221 с.
2. *Карих Т. М., Кудаманов А. И.* Мультимасштабный подход к исследованию отложений берёзовской свиты // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений – ОАО «ВНИИОЭНГ». М. 2020. № 5. С. 15–24.
- Маринов В. А., Агалаков С. Е., Кудаманов А. И., Новосёлова М. Ю.* Строение комплекса верхнемеловых отложений Западной Сибири // Известия ВУЗов. Нефть и газ. 2021. № 5. С. 51–68.

М. Р. Латыпова, А. Г. Калмыков, Г. А. Калмыков, А. В. Гусев
МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва

ПОЗДНЕЮРСКИЕ МИКРОБИАЛЬНЫЕ КАРБОНАТЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ КАК ВАЖНЫЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ МАРКЕР МЕЛКОВОДНЫХ ОБСТАНОВОК ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Позднеюрские микробийальные карбонаты Западной Сибири (ЗС) крайне скудно освещены в литературных источниках. Существуют немногочисленные статьи, в которых описывается наличие подобных пород, преимущественно в кровле

георгиевской и абалакской свит – J_2bt – J_3tt_1 . В работе [1] впервые отмечается наличие строматолитов и онколитов в отложениях мезозоя ЗС плиты на территориях Тальниковского и Даниловского, Андреевского месторождений [2]. В отложениях даниловской свиты (возрастного аналога абалакской, георгиевской и васюганской свит) Шаимского структурно-фациального района Западной Сибири также ранее отмечались строматолиты [3]. Очевидно, что для благоприятного роста популяции цианобактериальных сообществ, которые предшествуют образованию строматолитов, требуются специфические условия, такие как теплый аридный климат, мелководная прибрежная часть бассейна, ограниченный водообмен [4], низкая скорость погружения и как правило – осадконакопления, а также вероятное отсутствие конкуренции со стороны более высокоорганизованной биоты.

В последних работах, которые посвящены позднеюрским мелководным микробальным карбонатам ЗС отмечаются их повышенные коллекторские свойства и приуроченность к продуктивным на добычу углеводородов интервалам [5]. В статье Потаповой А. С. повышенные коллекторские свойства микробальных карбонатов Ем-Еговской вершины Красноленинского свода объясняются образованием кавернозности в результате субаэральной экспозиции исследуемых пород [6]. Одним из обоснований данного предположения является наличие ризоидов (следов корней), которые были обнаружены в шлифах из бактериально-водорослевых построек [7]. Однако вопрос о причинах кавернозности микробальных карбонатов ЗС, по мнению авторов, остается открытым, т.к. ранее проведенные исследования показали, что в трещинах и кавернах из микробальных карбонатов абалакской свиты были обнаружены кристаллы кварца с первичными флюидными водно-солевыми включениями с температурой гомогенизации более 250 °С, что указывает на преобразование исследуемых карбонатов под действием высокотемпературных флюидов [8]. Эти высокотемпературные преобразования также могли стать причиной кавернозности микробалитов.

Ранее авторами были проведены исследования геохимического и минералогического составов позднеюрских микробальных карбонатов Западно-Сибирской плиты, отобранных из кернового материала, вскрывающего отложения верхних частей абалакской и георгиевской свит (J_3ox – tt_1) [9]. В рамках проведенных работ были выявлены повышенные содержания MnO (до 20 мас. %), которые объясняются микробальной деятельностью, а также повышенные содержания биофильных элементов (Zn , Ni , Cu , V), которые, вероятно, были вовлечены в биогеохимические процессы с участием большого количества кислорода. Также авторами было выявлено, что марганцевая минерализация, в позднеюрских микробалитах представлена преимущественно карбонатным минералом кутногоритом, а соотношение стабильных изотопов углерода в исследуемых бактериально-водорослевых постройках указывает на активное участие углекислоты в их формировании.

В настоящей работе приводятся результаты анализа литературных источников, описывающих позднеюрские микробиальные карбонаты на территории Евразийского континента, а также приводятся результаты сравнения позднеюрских микробиалитов ЗС плиты с предположительно одновозрастными отложениями в других регионах. Оказалось, что похожие позднеюрские бактериально-водорослевые постройки и строматолиты детально описаны в разрезе Молинжес (Франция) [10], в разрезах северной Германии, Польши, на юге Испании, в Швейцарии [11] и др. В целом, позднеоксфордские разрезы Перитетиса, особенно те, которые находятся на территории современной Западной Европы, часто содержат прослой микробиальных карбонатов и рифовых построек, мощностью более 10 м. В англоязычной литературе этот феномен называется «рифовое окно», формирование которого, вероятно, было обусловлено специфическим тектоническим режимом, изменением уровня моря, и климатическим фактором. В разрезах северо-западной окраины Перитетиса отмечается глобальное потепление климата, которое до 20–30 °С, и смена влажного и прохладного климата, на теплый и более засушливый [12]. Это глобальное позднеюрское климатическое событие отмечается также по резкому росту соотношения стабильных изотопов кислорода и углерода в разрезах северной окраины Перитетиса [13].

На территории Русской плиты также отмечаются мелководные строматолиты позднеюрского возраста [14]. По морфологии микробиальных построек и по литологическим особенностям вмещающих отложений, позднеюрские микробиалиты ЗС наиболее похожи на строматолиты позднего оксфорда Русской плиты. Последние также залегают на глинистых породах, и являются региональным стратиграфическим репером для отложений Московской синеклизы [15]. Стоит отметить, что в позднеоксфордское время мелководно-морские обстановки осадконакопления были распространены как на территории Русской плиты (северная окраина Перитетиса), так и в пределах ЗС бассейна [16] (окраина Бореального бассейна). Оба бассейна в позднеоксфордское время были мелководными и характеризовались благоприятными условиями для развития фауны. На территории Русской плиты и ЗС плиты в позднеоксфордское время накапливались глины алевролитистые с глауконитом, часто на отдельных территориях были распространены песчаные отложения. Кроме того, оба морских бассейна в позднем оксфорде сообщались. В отложениях позднеоксфордского возраста ЗС плиты были обнаружены аммониты рода *Ringsteadia* [17] и другие теплолюбивые фаунистические группы, которые вероятно, мигрировали из Русского моря в Западно-Сибирский бассейн через Арктические проливы [18]. Получается, вполне возможно, что в обоих бассейнах практически одновременно происходило формирование схожих микробиальных карбонатных построек в конце позднеюрского времени.

Таким образом, в рамках проведенных работ, авторами было высказано предположение о том, что осадконакопление микробиальных карбонатов ЗС плиты

происходило в мелководных, насыщенных кислородом обстановках формирования при активном участии органического вещества. Возможно, что одновременно с ЗС микробиалитами происходило формирование аналогичных пород на территории Русской плиты и в западной части Перитетиса (современная западная Европа). Однако, чтобы доказать это предположение, необходимо провести детальные микропалеонтологические исследования позднеюрских микробиалитов ЗС с целью более точной установки возраста этих отложений. Дальнейшее сравнение поднеюрских микробиальных карбонатов в разрезах западной Европы, Русской плиты и ЗС плиты, возможно, позволит провести межрегиональную корреляцию, а также выявить последствия глобального позднеюрского климатического события на процессы осадконакопления «предбаженовских» отложений – абалакской свиты и ее возрастных аналогов в ЗС.

Литература

1. Занин Ю. Н., Лучинина В. А., Левчук М. А., Писарева Г. М. Строматолиты и онколиты в мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 9. С. 1417–1420.
2. Занин Ю. Н., Замирайлова А. Г., Эдер В. Г. Карбонатно-марганцевые породы верхнеюрского георгиевского горизонта Западно-Сибирского морского бассейна // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2008. № 5. С. 61–64.
3. Исаев Г. Д., Алейников А. Н., Микуленко И. К., Сайфутдинов А. Р., Кудаманов А. И. Первые находки губок, строматолитов и фациальная природа верхнеюрских пелитолитов Шаимского региона // Георесурсы. Т. 28. № 5. 2008. С. 8–10.
4. Заварзин Г. А. Бактерии и состав атмосферы. Москва: Наука, 1984, 191 с.
5. Бумагина В. А., Потапова А. С., Вилесов А. П., Чертина К. Н. Типизация карбонатных пород в интервале бажен-абалакского комплекса с целью прогноза коллекторов (Красноленинский свод) // Сборник конференции «Новые идеи в геологии нефти и газа» / под ред. А. В. Ступаковой Москва: Перо, 2019. 63–67 с.
6. Потапова А. С., Вилесов А. П., Бумагина В. А., Чертина К. Н., Зверев К. В. Концептуальная седиментологическая модель формирования карбонатных пород на границе абалакской и баженовской свит (Красноленинский НГР) // Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей. Материалы IX Всероссийского литологического совещания (с международным участием) / под ред. Д. К. Нургалиева Казань: Издательство Казанского университета, 2019. С. 367–368.
7. Потапова А. С., Вилесов А. П., Чертина К. Н., Емельянов Д. В., Ахмадишин А. Т. Признаки субаэральной экспозиции на границе абалакской и тутлеймской (баженовской) свит. // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2018. № 11. С. 13–19.
8. Латыпова М. Р., Прокофьев В. Ю., Балушкина Н. С., Коточкова Ю. А., Чуркина В. В., Иванова Д. А., Махнутина М. Л., Калмыков А. Г., Калмыков Г. А. Геохимические характеристики флюидных включений как индикаторы преобразованности органического вещества из юрских отложений Ем-Еговской вершины (Красноленинской свод, Западная Сибирь) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 2. С. (в печати)
9. Латыпова М. Р., Чуркина В. В., Калмыков А. Г., Копаевич Л. Ф. Обстановки формирования бактериально-водорослевых построек абалакской свиты (Западная Сибирь) // Материалы Международного молодежного научного форума «ЛОМОНОСОВ-2022» / под ред. И.А. Алешковского, А.В. Андриянова, Е.А. Антипова, Е.И. Зимаковой [Электронный ресурс]. Москва: МАКС Пресс, 2022.
10. Oliver N., Colombie C., Pittet B., Lathuiliere B. Microbial carbonates, and corals on the marginal French Jura platform (Late Oxfordian, Molinges section) // Facies. 2011. Vol. 57. P. 469–492.
11. Vedrine S., Strasser A., Hug W. Oncoid growth and distribution controlled by sea-level fluctuations and climate (Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains) // Facies. 2007. Vol. 53. P. 535–552.

12. *Oschmann W.* Environmental cycles in the Late Jurassic northwest European epeiric basin: interaction with atmospheric and hydrospheric circulations // *Sediment Geology*. 1990. Vol. 69. P. 313–332.
13. *Weissert H., Mohr H.* Late Jurassic climate, and its impact on carbon cycling // *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. 1996. Vol. 122. P. 27–43.
14. *Маленкина С. Ю.* Осадочные процессы в юрских микробиальных сообществах Русской Плиты // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов: материалы науч. сессии: в 2 т. / под ред. Б. Н. Шурыгина, Н. К. Лебедевой, А. А. Горячевой. Новосибирск: ИНГГ СО РАН. 2011. Т. I. С. 157–162.
15. *Маленкина С. Ю.* Органоминерализация в юрских строматолитовых постройках Русской плиты // сборник трудов конференции «Проблемы геологии Европейской России» / под ред. А. В. Иванова. Саратов: Изд-во СГТУ. 2013. С. 124–136.
16. *Конторович А. Э., Конторович В. А., Рыжкова С. В., Шурыгин Б. Н., Вакуленко Л. Г., Гайдебурова Е. А., Данилова В. П., Казаненков В. А., Ким Н. С., Костырева Е. А., Москвин В. И., Ян П. А.* Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54. № 8. С. 972–1012.
17. *Rogov M.A.* Latitudinal Gradient of Taxonomic Richness of Ammonites in the Kimmeridgian–Volgian in the Northern Hemisphere // *Paleontological Journal*. 2012. Vol. 46. No. 2. P. 148–156.
18. *Marinov V. A., Meledina S. V., Dzyuba O. S., Urman O. S., Yazikova O. V., Luchinina V. A., Zamirailova A. G., Fomin A. N.* Biofacies of Upper Jurassic and Lower Cretaceous Sediments of Central West Siberia // *Stratigraphy and Geological Correlation*. 2006. Vol. 14. No. 4. P. 418–432.

М. А. Левитан, К. В. Сыромятников

ГЕОХИ имени В. И. Вернадского РАН, Москва

О СРЕДНЕМ ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

В сложившееся учение о составе земной коры А. Б. Ронов с коллегами внес важное новшество: необходимость расчета средневзвешенного химического состава осадочного выполнения изучаемого стратона [1]. Для этого требуется построить соответствующую литолого-палеогеографическую карту и обчислить ее с помощью объемного метода А. Б. Ронина [2] для получения ряда количественных параметров. К их числу, в частности, относятся массы сухого осадочного вещества для закартированных литологических градаций. Совокупность таких масс образует средневзвешенный литологический состав. Затем для каждой из этих градаций на основе химических анализов рассчитывается средний арифметический химический состав. Сумма произведений этого параметра на сухую массу того или иного типа осадка дает искомый средневзвешенный химический состав данного стратона в исследуемом регионе.

В 2021 г. опубликована монография «Плейстоценовые отложения Мирового океана» [3], в которой, в частности, приведены значения средневзвешенного литологического состава для нео- и эоплейстоцена Индийского океана, а также в целом для плейстоцена.

Для получения сведений о средневзвешенном химическом составе плейстоценовых отложений Индийского океана требовалось последовательно решить

две задачи: 1) создать базу данных по химическому составу плейстоценовых осадков и 2) рассчитать средний арифметический химический состав основных типов осадков. Настоящий доклад посвящен именно этим двум задачам.

В качестве фактического материала были использованы, главным образом, соответствующие разделы по геохимии осадков из опубликованных отчетов по рейсам глубоководного бурения в Индийском океане. Из них требовалось отобрать данные по пробам осадков плейстоценового возраста и при этом тщательно проконтролировать названия литотипов. В полевых описаниях осадков, сделанных во время рейса, содержится много ошибок и их требуется проверять с помощью информации о гранулометрическом и компонентном составе в смер-слайдах, результатах химических анализов (особенно по содержанию CaCO_3) и, реже, минералогических анализов. После проведения данной работы выяснилась крайняя неравномерность распределения анализов по возрасту, площади океана, литологии, количеству определявшихся элементов. Например, в этих материалах совсем не оказалось проб пелагических глин. Пришлось, с одной стороны, ограничиться данными по всему плейстоцену (без детализации по возрасту), а с другой – добавить фактический материал из других литературных источников.

Необходимо указать со всей определенностью, что выполняемая работа носит характер геохимического обзора, поэтому детальные описания химико-аналитических процедур не приводятся. С учетом различия этих процедур с точки зрения чувствительности и точности анализов мы проверили данные по содержаниям Zr в пелагических глинах, определенные, с одной стороны, количественным спектральным анализом, а с другой – ИСП МС. Оказалось, что полученные результаты по средним содержаниям этого элемента весьма близки.

В итоге, собранная база данных по химическому составу плейстоценовых отложений Индийского океана насчитывает свыше 2000 проб и содержит около 25000 элементопределений. Порядка 75 % от общего числа проанализированных проб составляют образцы из кернов глубоководного бурения, а 25 % – осадки, полученные дночерпателями и геологическими трубками во время традиционных океанологических рейсов.

В работе [3] приведены данные по средневзвешенному литологическому составу плейстоцена Индийского океана, включающие массы сухого осадочного вещества следующих типов осадков: пелагических глин, гемипелагических глин, терригенных турбидитов, морских песков, морских диамиктитов; кокколитовых глин и илов, кокколитово-фораминиферовых глин и илов; бентогенных и карбонатно-обломочных отложений, диатомовых глин и илов, диатомово-радиоляриевых глин и илов. Соответственно, именно для них были рассчитаны средние арифметические химические составы. Отметим, что средние арифметические рассчитывались только тогда, когда число анализов содержаний элемента превышало 7 [4].

В докладе будут представлены таблицы с интервалами содержаний и со средними арифметическими содержаниями петрогенных элементов (в виде оксидов, в мас. %) и редких элементов (в г/т). Эти таблицы свидетельствуют о значительных колебаниях содержаний исследованных элементов в каждом из изученных типов осадков. Такие колебания вызваны как фациальной изменчивостью (пространственными факторами), так и возрастными изменениями, связанными с эволюцией основных осадкообразующих процессов и флюктуациями параметров седиментации.

В течение плейстоцена вырос поток литогенного вещества, карбонатов и биогенного опала, резко уменьшилась роль пелагических глин [3]. Соответственно, в отложениях, вскрытых колонками Индоокеанского траверза, выросло значение отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, содержаний CaO , Na_2O , п.п.п., Ba , Sr , Cd ; очень заметно снизились средние содержания Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , Li , Cu , Zn , Ni , Co , V , Zr [5].

Высокоразрешающее исследование изменчивости химического состава карбонатных планктоногенных осадков хребта Оуэн четко выявило влияние климатической изменчивости и флюктуаций ряда орбитальных параметров в плейстоценовое время [6]. Изучение эволюции плейстоценового карбонатонакопления на континентальной окраине Австралии в Индийском океане показало, что коралловые постройки и мшанковые биогермы появились лишь в неоплейстоцене (возможно, во время Среднеплейстоценового перехода) в связи с похолоданием климата [7].

Нами выполнено нормирование полученных средних составов глинистых литогенных отложений и бескарбонатного вещества пелагических карбонатных осадков по отношению к PAAS (постстархейским австралийским глинистым сланцам) [8]. В итоге выяснилось, что основу всех изученных осадков составляет алюмосиликокластическое терригенное вещество, в том числе и в пелагических глинах.

Пелагические глины по сравнению с гемипелагическими обогащены SiO_2 , MnO , P_2O_5 , V , Co , Ni , Y . При этом обогащение SiO_2 , P_2O_5 и V , на наш взгляд, вызвано присутствием во многих образцах миопелагических глин с радиоляриями, которые расположены в южно-тропическом поясе повышенной первичной продукции. Повышенные содержания MnO обусловлены высоким содержанием водородного вещества, а Co , Ni и, с большой вероятностью, Cu были сорбированы из морской воды прежде всего оксигидроксидами Mn и, возможно, другими сорбентами. Y , скорее всего, находится в больших количествах в костном детрите рыб, обогащающем пелагические глины. Более высокое содержание CaO в гемипелагических глинах абсолютно закономерно, т. к. эти осадки накапливались выше глубины карбонатной компенсации.

Нельзя не отметить, что экспериментальные определения форм элементов в четвертичных осадках Индийского океане доказали абсолютное доминирование водородных форм Mn , Ni , Co , Cu , Zn , Y (особенно в пелагических глинах) и большую роль литогенных форм для Fe , Ti , Zr , Cr , Ga , V [9].

Сравнение существенно обломочных литогенных осадков (терригенных турбидитов и морских диамиктитов) друг с другом выявило в турбидитах более высокое содержание MnO, V, Ni, в то время как в диамиктитах содержится заметно больше Fe₂O₃.

Сравнительный анализ состава терригенных турбидитов и состава верхней континентальной коры [10] показал, что турбидиты обогащены CaO и Zn, а обеднены такими компонентами как Al₂O₃, Fe₂O₃, Na₂O, K₂O, P₂O₅, Sr, Ba. Эти характеристики обусловлены особенностями геологической структуры и петрофонда Гималаев – питающей провинции рассматриваемых турбидитов.

Нормирование состава кокколито-фораминиферовых глин и илов по кокколитовым глинам и илам показало определенное их обогащение Cu, в меньшей степени Cr, а также P, Rb, Zn, Sr, Y. Вероятно, обогащение Mg обусловлено относительно более высоким содержанием высокомагнезиального кальцита, поскольку эти илы обычно аккумулируются батиметрически выше кокколитовых осадков. Кроме того, на увеличенное содержание MgO и Cr мог повлиять привнос этих элементов за счет донной эрозии основных и ультраосновных пород с поднятий, на которых накапливались кокколито-фораминиферовые илы и глины. Повышенное содержание P и Cu, скорее всего, связано с известной приуроченностью кокколито-фораминиферовых осадков к зонам развития несколько более высокой первичной продукции, чем существенно кокколитовых отложений, в эвфотическом слое водной толщи. Причины обогащения другими указанными элементами пока не вполне очевидны.

Остальные компоненты, помимо вышеуказанных, обладают дефицитом содержания в кокколито-фораминиферовых глинах и илах по сравнению с кокколитовыми отложениями. Особенно большой дефицит наблюдается для Na₂O и Co.

Исходя из сравнения содержания MgO в кокколито-фораминиферовых осадках и в бентогенных карбонатных отложениях, примерно 0,8 содержания MgO в кокколито-фораминиферовых глинах и илах Индийского океана сосредоточены в карбонатной части, а 0,2 – в литогенной. Кроме того, необходимо помнить, что часть MgO из бентогенных карбонатов является раннедиагенетической и принадлежит доломитизированным мшанковым биогермам шельфа Юго-Западной Австралии.

При нормировании среднего состава диатомово-радиоляриевых осадков по диатомовым отложениям выяснилось обогащение первых Mn, Ni, Co; Zr и Ca. В несколько меньшей степени они обогащены Al и P. Выявленные тренды объясняются сочетанием большей роли литогенного вещества и большей первичной продукции в районах накопления диатомово-радиоляриевых осадков. Нормирование по PAAS подтверждает сделанные выводы и указывает на существенно терригенную природу океанических кремнистых осадков плейстоцена Индийского океана, в состав которых к терригенной матрице добавлено небольшое количество биогенного опала и гидrogenных форм элементов (например, Mn, Co, Ni). В кремнистых отложениях в целом немного

выше, чем в РААС, содержание СаО и Na₂O, но слегка ниже – К₂O. Диатомовые глины и илы по составу ближе к РААС, чем диатомово-радиоляриевые.

Факторный анализ среднего арифметического состава методом главных компонент с варимаксным вращением выявил три главных фактора. Первый из них обусловлен терригенным материалом (коэффициент вариации 59,977 %), второй – СаСО₃ (коэффициент вариации 27,859 %) и третий – гидрогенным веществом (коэффициент вариации 11,821).

Работа выполнена при финансовой поддержке Госзадания ГЕОХИ РАН.

Литература

1. Ронов А. Б., Ярошевский А. А., Мигдисов А. А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 183 с.
2. Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода) // Тр. Геофиз. ин-та АН СССР. 1949. Т. 3. 136 с.
3. Левитан М. А. Плейстоценовые отложения Мирового океана. М.: РАН, 2021. 408 с.
4. <https://habr.com/ru/post/339798>
5. Мигдисов А. А., Бреданова Н. А., Гурин Ю. П., Щербаков В. С. Химический состав пелагических осадков экваториальной зоны восточной части Индийского океана // Важнейшие результаты Российско-Индийского сотрудничества в области океанографии по проекту “Трансиндоокеанский геотраверз” / Под ред. В. С. Щербаков, В.Н. Живаго. М.: ГлавНИЦ, 2001. С. 203–269.
6. Shimmiel G. B., Mowbray S. R. The inorganic geochemical record of the northwest Arabian Sea: a history of productivity variation over the last 400 k.y. from sites 722 and 724 // W.L. Prell, N. Niitsuma et al. Proc. ODP, Sci. Res. V. 117. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1991. P. 409–429.
7. Gallagher S. J., Fulthorpe C. S., Bogus K. A. et al. Proc. IODP, V. 356. College Station, TX (International Ocean Discovery Program). 2017.
8. Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
9. Лукашин В. Н. Геохимия микроэлементов в процессах осадкообразования в Индийском океане. М.: Наука, 1981. 184 с.
10. Rudnick R. L., Gao S. Composition of continental crust // Treatise on Geochemistry. V. 3. Amsterdam: Elsevier, 2003. P. 1–64.

М. Г. Леонов

Геологический институт РАН, Москва

КОРАЛЛОВЫЕ ОСТРОВА В МОРЕ И НА СУШЕ: СТРОЕНИЕ И МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ

Коралловые острова и атоллы широко распространены в пределах современных морей и океанов. Достаточно сказать, что только в Тихом океане зафиксировано более 500 атоллов. Изучение этих геологических образований интересно во многих аспектах: биологическом (жизнь и эволюция рифообразующих организмов); литоформационном (режим движений морского дна и его отражение в осадочном процессе); геохимическом (преобразование вещества); минерагеническом (как вместилища УВ). *В то же время описания структур типа атоллов в пределах океанических бассейнов геологического прошлого единичны.*

Изучение атоллов и гайотов было начато Ч. Дарвиным, и к настоящему времени установлены основные закономерности строения и развития этих морфоструктур: горы имеют вулканическое происхождение; фундамент атоллов и коралловых островов слагают породы базальтового ряда; форма основания атоллов имеет очертания двояковыпуклой линзы; формирование биогенной постройки обусловлено длительным опусканием кровли вулканического основания, зафиксированное накоплением мощных (до 1,5 км) толщ известняков и доломитов. Важнейшим вопросом геологии атоллов является вопрос о механизме длительного (до 80–100 млн лет) перманентного опускания вулканической постройки. Один из вариантов решения проблемы кажется предпочтительнее, так как избавлен от внутренних противоречий, свойственных иным моделям. Совокупность данных бурения, драгирования, геофизики и математического моделирования показывает, что опускание (проседание) вулканической постройки вместе с растущим рифовым навершием может быть обусловлено латеральным тектоническим расползанием горных масс в условиях гравитационной неустойчивости (библ. в: [Леонов, 1988]) (Рисунок).

Изучение палеорифовых построек в пределах Тянь-Шаня (Ганза-Чимтаргинский и Сугутский массивы) дало дополнительные аргументы в пользу данного варианта. Для изученных объектов характерны: (а) изометричная синформная структура зоны, дискордантная по отношению к линейному структурному плану Тянь-Шаня; (б) трехчленный разрез: в основании – кремнисто-терригенные отложения ($R^? - Pz_i$) открытого морского бассейна, выше – основные базальтоиды нормального и субщелочного ряда ($O_s - S_{1-w}$), расслоенные кремнистыми и терригенными отложениями. Венчают разрез биогенные известняки и доломиты (до 1500 м) ($S_{1d} - D_{1-2}^?$); (в) пространственная ассоциация разнородных породных комплексов: мантийных гипербазитов, островодужных базальтов, глубоководных кремнисто-терригенных отложений, мелководных рифогенных известняков и доломитов, а также толщ зеленых и глаукофановых сланцев, сформированных по базальтам и кремнисто-терригенным породам нижних горизонтов разреза; г) сложная структура краевых зон сооружения, образованная многократным чередованием пологих тектонических чешуй, надвигов и покровов, и простая синклиальная форма центральной части без значительных тектонических нарушений; д) формирование структуры в условиях вертикального стресса, о чем свидетельствуют: сланцеватость и будинаж, субпараллельные напластованию, поверхностям шарьяжей и покровов и сланцеватости метаморфических пород; замеры величин деформации, которые указывают на субвертикальную ориентировку напряжений сжатия и субгоризонтальную – растяжения; е) неравномерное по вертикали и латерали проявление метаморфизма и сланцеватости.

Анализ материала по современным гайотам и атоллам совокупно с данными полевых исследований, вкратце изложенных выше, позволяют предложить модель строения и геодинамической эволюции этой категории подводных гор (Рисунок).

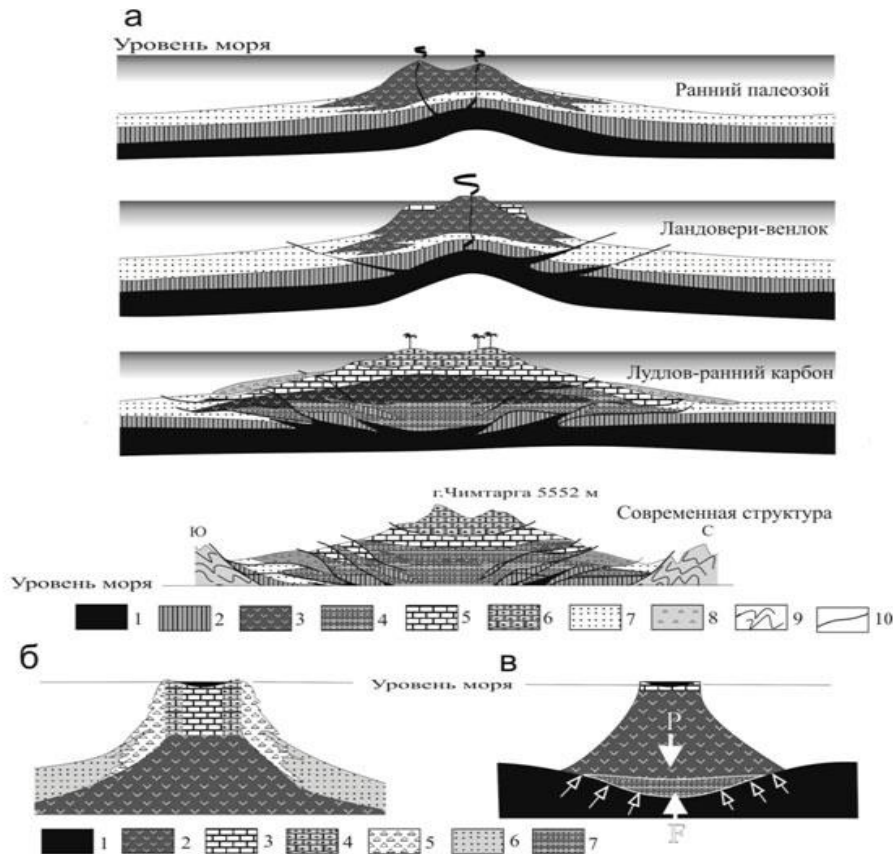


Рисунок. Модель развития внутрибассейновых вулканических гор и атоллов

а – Палеотектоническая эволюция атоллов Туркестанского палеоокеана (на примере Ганза-Чимтаргинского и Сугутского массивов): 1 – ультрабазиты; 2 – габбро-базальтовый слой (2-й и 3-й слои океанической коры, объединенные); 3 – базальты вулканической постройки; 4 – метаморфизованные и расланцованные вулканиты и осадочные породы; 5 – силурийские известняки и доломиты (с телами органогенных построек); 6 – девонские известняки (с телами органогенных построек); 7 – терригенные и кремнисто-карбонатные отложения прогибов; 8 – карбонатные брекчии; 9 – складчатые комплексы обрамления; 10 – разломы.

б – Схематический профиль типичного кораллового рифа (по Р.Фербриджу, с изменениями).

в – Схема взаимодействия веса вулканической постройки (с рифовой «мансардой») и выталкивающей архимедовой силы, приводящее к деформации пород основания, пластическому растеканию горных масс и проседанию горного массива (составлена с использованием представлений М. С. Красса). 1 – породы океанического ложа; 2 – основные вулканиты; 3 – доломитизированные лагунные отложения; 4 – коралловый риф; 5 – рифовая брекчия; 6 – отложения обрамляющих прогибов; 7 – область концентрации наибольших сжимающих напряжений, деформации и метаморфизма; P – направление действия веса горных масс; F – направление действия выталкивающей архимедовой силы.

На ранних этапах на коре океанического типа происходит рост вулканической постройки, о чем свидетельствует петрохимический состав вулканитов и присутствие тектонических отторженцев ультрабазитов и габброидов. На границе раннего и позднего силура вулканизм затихает и начинается формирование отдельных биогермных и

рифовых построек. Начинается этап длительного (60–80 млн лет) опускания кровли вулканической постройки, которое привело к накоплению более чем 2-километровой толщи преимущественно рифогенных известняков и доломитов, и ассоциирующих с ними карбонатных брекчий и турбидитов. Как показывает изучение внутренней структуры массивов и взаимоотношений с окружающими образованиями, опускание связано с процессом пластического течения горных масс в условиях гравитационной неустойчивости, которое сопровождается (и инициируется) метаморфизмом и рассланцеванием пород вулканического основания.

Происходит латеральное «растекание» горных пород. Базальты подвергаются вначале зеленокаменным изменениям без развития сланцеватости. При достижении критической массы, в нижней части вулканического основания, находящегося в условиях соответствующих давлений и температур, под действием вертикального стресса, вызванного совокупным действием веса горного сооружения и архимедовой силы, проявляется не только вещественное, но и структурное преобразование пород, и формируются объемы зеленых сланцев.

Существование P/T-условий, необходимых и достаточных для проявления метаморфизма зеленосланцевой фации на глубинах примерно в 4–6 км, подтверждается данными по распространению этих пород в зонах современных срединно-океанических хребтов и разломов. Метаморфизм, сопровождаемый перекристаллизацией, облегчает процесс формирования сланцеватой структуры, а тектоника способствует более интенсивному протеканию метаморфизма. Основание вулканической постройки расползается, а поскольку метаморфизм и рассланцевание проявляются в породах разного состава и строения неодинаково, то происходит расслоение массива с формированием тектонических чешуй, покровов, зон тектонических брекчий и милонитов, на поверхность морского дна выводятся чешуи и блоки ультрабазитов и габброидов, формируется офиолитовый меланж. Претерпевают структурно-вещественную трансформацию и осадочные породы океанского дна.

Расползание вулканической постройки приводит к опусканию его кровли и наращиванию рифовой надстройки. При этом известняки нижних горизонтов под действием веса вышележащих «перетекают» в более глубокие части бассейна и там перекрываются глубоководными осадками, что подтверждается их внутренней структурой, в которой запечатлены следы пластического течения, и взаимоотношениями с окружающими породами. В частности, карбонатный (преимущественно рифовый) разрез наращивается только в центре постройки; по латерали мелководные биогермные и рифовые отложения фациально замещаются карбонатными брекчиями, карбонатными турбидитами и глубоководными кремнистыми и кремнисто-карбонатными отложениями.

Постепенно, в результате горизонтального перераспределения масс и общего опускания, на уровень проявления зеленосланцевого метаморфизма приходят новые

порции пород, которые, в свою очередь, подвергаются метаморфизму, рассланцеванию и горизонтальному перераспределению. медленное и длительное (80–100 млн лет) опускание кровли вулканической постройки и наращивание биогенного сооружения. Таков в первом приближении, может быть, процесс формирования атоллов как современных, так и палеоокеанов.

В ходе тектонической эволюции, в период общего горизонтального сжатия и сокращения пространства, эти структурно обособленные тела выжимаются в верхние горизонты земной коры, где они, благодаря счастливому стечению обстоятельств, доступны для непосредственного наблюдения и изучения.

Т. А. Мележ

УО «ГГУ имени Ф. Скорины», Гомель, Республика Беларусь

ЛИТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКОЙ ТОЛЩИ В ПРЕДЕЛАХ БРЕСТСКОЙ ОБЛАСТИ (РЕСПУБЛИКА БЕЛАРУСЬ)

Мезо-кайнозойская толща (MZ-KZ) представлена объеме отложений триасовой (T), юрской (J), меловой (K), палеогеновой (P), неогеновой (N) и четвертичной систем (Q).

Триасовая система (T) представлена в объеме нижнего отдела (T_1), толщи среднего (T_2) и верхнего (T_3) отделов не установлены. Отложения нижнего триаса (T_1) распространены в западной части территории изучения, несогласно залегают на толще биамирского отдела перми (P_2) и несогласно перекрываются отложениями средней юры (J_2), на дневную поверхность выходов не имеют. Породы представлены мергелями, доломитами, глинами красновато-бурыми, с прослоями песков и песчаников. Органических остатков в этой толще не обнаружено. Мощность отложений достигает до 51 м [1].

Юрская система (J) представлены в объеме средней (J_2) и верхней (J_3) юры, отложения нижней юры (J_1) не установлены. Толща среднего отдела юрской системы (J_2) распространена практически на всей рассматриваемой территории, за исключением восточной части и залегают на образованиях нижнего триаса (T_1), и согласно перекрываются образованиями верхней юры (J_3), на поверхность не выходят. Представлены известняками светло-серыми, плотными, крепкими, пелитоморфными и кристаллическими, на отдельных участках доломитизированными или окремненными, с редкими прослоями светло-серых до белых сильно выветрелых мергелей. Возраст обоснован палеонтологическим методом по остаткам фораминифер (*p. Lenticulina tumida*), отсутствуют аммониты, но в большом количестве содержатся спикулы губок, брахиоподы и колонии кораллов. Мощность отложений колеблется от 3 до 55 м [2]. Отложения верхнего отдела юрской системы (J_3) распространены практически на всей

НОВАТОРСКАЯ ЛИТОЛОГИЯ ФРОЛОВА: ОБЩЕЕ И ЧАСТНОЕ (МОСКВА, 2023)

рассматриваемой территории, за исключением восточной части, согласно залегают на образованиях среднего отдела юры (J_2) и согласно перекрыты образованиями нижнего мела (K_1), на поверхность не выходят. Литологически представлены известняками светло-серыми, мергелями, глинами. Возраст обоснован по остаткам фораминифер (*p. Lenticulina tumida*). Мощность толщи до 50 м [2].

Меловая система (K) представлена в объеме нижнего (K_1) и верхнего мела (K_2). Образования нижнего мела (K_1) распространены повсеместно. Согласно залегают на образованиях верхней юры (J_3), и согласно перекрываются образованиями верхнего мела (K_2), на дневную поверхность выходов не имеют. Литологически представлены песками глауконит-кварцевыми, с прослоями алевритов или глин. Возраст обоснован палеонтологическим методом по остаткам фораминифер (*p. Saccamina sp.*, *p. Mjatlukaena aff gaultina* (Berthelin), *p. Cribrostomoides ex gr. infracretaceus* (Mjatluk)). Мощность отложений 73 м [3]. Толщи верхнего мела (K_2) распространены повсеместно в пределах рассматриваемой площади (Рисунок).



N2	Плиоцен
N1an	Миоцен. Антопольская свита
N1br	Миоцен. Бриневская свита
P3st+kr	Олигоцен. Страдубская и крупейская свиты
P3hr	Олигоцен. Харьковская свита
P3kv	Олигоцен. Киевская свита
K2m	Верхний мел. Маастрихский ярус
K2st	Верхний мел. Сантонский ярус
K2k	Верхний мел. Коньякский ярус
K2t	Верхний мел. Туронский ярус
K2s	Верхний мел. Сеноманский ярус

Рисунок. Карта дочетвертичных отложений (Брестская область), масштаб 1:1560000

Образования сеноманского яруса (K_{2s}) локально распространены на севере и северо-востоке; толщи туронского яруса (K_{2t}) выходят на дневную поверхность в северной, северо-западной, центральной и южной частях территории изучения; отложения коньякского яруса (K_{2k}) встречаются на северо-западе и юго-западе небольшими участками; отложения сантонского яруса (K_{2st}) имеют небольшие площади распространения – берега р. З. Буг, а также юг и юго-восток; толщи маастрихского яруса (K_{2m}) распространены фрагментарно на крайнем юге и юго-западе. Залегают на

образованиях нижнего мела (K_1), и несогласно перекрыты образованиями эоцена (P_2). Представлены мелом, мергелем, алевролитам, песками. Возраст образований обоснован палеонтологическим методом по остаткам моллюсков: *p. Monticulina nikitini* (Ark.) и *Praeaactinocamax* sp. Мощность отложений варьирует до 122 м [4].

Кайнозойская эратема (KZ) представлена отложениями палеогена (P), неогена (N) и четвертичной системы (Q).

Палеогеновая система (P) представлена в объеме отложениями эоцена (P_2) и олигоцена (P_3), образования палеоцена (P_1) не установлены. Отложения эоцена (P_2) распространены повсеместно. Несогласно перекрывают образования верхнего мела (K_2) и согласно подстилают образования олигоцена (P_3). Представлены песками серыми, кварцевыми, глауконито-кварцевыми. Возраст обоснован по остаткам фораминифер (*p. Acarinina rotundimarginata*, *p. Globigerina turkmenica*). Мощность отложений составляет от 10 до 35 м [5]. Отложения олигоцена (P_3) распространены на всей рассматриваемой территории и в больших объемах выходят на поверхность, представлены в объеме толщ киевской (P_{3kv}), харьковской (P_{3hr}), страдубской и крупной свит (P_{3st+kr}), рисунок 1. Согласно залегают на образованиях эоцена (P_2) и в некоторых областях перекрываются образованиями олигоцен-неогена (P_3-N). Представлены песками, песчаниками глауконитово-кварцевыми. Возраст обоснован по палеонтологическим остаткам гастропод (*p. Fusus countra Eichw.*); бивалвий (*p. Pholadomya regularis King.*); фораминифер (*p. Triloculina trigona Lam.*). Мощность отложений составляет 20–25 м [5].

Нерасчлененные отложения олигоцен-неогена (P_3-N) согласно перекрывают нижележащие образования олигоцена (P_3) и согласно перекрываются образованиями неогеновой системы (N). Представлены глинами, песками, алевролитами. Возраст обоснован палеонтологическим методом по остаткам гастропод (*p. Ampulina siretina Lam.*), двустворок (*p. Nucula nucleus Lin.*) и фораминифер (*p. Bolivina extra Sub.*) Мощность составляет до 68 м [5, 6].

Неогеновая система (N). Представлена в полном объеме: толщей миоцена (N_1) и плиоцена (N_2). Миоцен (N_1): толща распространена достаточно широко, представлена в объеме бриневской (N_{1br}) и антопольской (N_{1an}) свит (рисунок 1), несогласно залегают на образованиях олигоцен-неогена (P_3-N) и согласно перекрывается плиоценом (N_2). Толща сложена песками кварцевыми, углистыми, песчаниками, глинами и алевролитами. Отложения охарактеризованы составом спорово-пыльцевых комплексов, а также семенной флорой (*Punica natans* (*P. Nikit*) Gregor, *Brasenia bresciana Dorof.*, *Epipremnites ornatus* (*E.M. Reid et Chandl.*) Gregor et Bogner, *Caricoidea ovale* (*Dorof.*) Mai). Мощность толщи до 40 м [6]. Плиоцен (N_2): Отложения распространены локально, согласно залегают на образованиях миоцена (N_1) и перекрываются четвертичной толщей (Q). Представлены: песками, глинами, алевролитами, саропелитами. Возраст обоснован остракодами и спорово-пыльцевым анализом. Мощность образований до 52 м [6].

Четвертичная система (Q). Отложения согласно перекрывают нижележащие образования неогена (N). Представлены супесями, суглинками, песками, алевроитами, глинами, мергелем, торфом [7].

Геологический разрез мезо-кайнозойской толщи изучаемой территории характеризуется достаточной полнотой, не вскрыты толщи среднего (T_2) и верхнего (T_3) отделов триасовой системы, отложения нижней юры (J_1) не установлены, образования палеоцена (P_1) не установлены. Суммарная мощность отложений составляет порядка 570 м. Толщи мела, палеогена и неогена выходят на дневную поверхность.

Литература

1. Стратиграфическая схема триасовых отложений Беларуси, 2010. – утверждена Приказом Департамента по геологии Министерства природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Беларусь № 49 от 22.09.2010 г.
2. Стратиграфическая схема юрских отложений Беларуси, 2010. – утверждена Приказом Департамента по геологии Министерства природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Беларусь № 49 от 22.09.2010 г.
3. Стратиграфическая схема нижнемеловых отложений Беларуси, 2010. – утверждена Приказом Департамента по геологии Министерства природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Беларусь № 49 от 22.09.2010 г.
4. Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Беларуси, 2010. – утверждена Приказом Департамента по геологии Министерства природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Беларусь № 49 от 22.09.2010 г.
5. Стратиграфическая схема палеогеновых отложений Беларуси, 2010. – утверждена Приказом Департамента по геологии Министерства природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Беларусь № 49 от 22.09.2010 г.
6. Стратиграфическая схема неогеновых отложений Беларуси, 2010. – утверждена Приказом Департамента по геологии Министерства природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Беларусь № 49 от 22.09.2010 г.
7. Стратиграфическая схема четвертичных отложений Беларуси, 2010. – утверждена Приказом Департамента по геологии Министерства природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Беларусь № 49 от 22.09.2010 г.

А. В. Милаш

Воронежский государственный университет, Воронеж

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МОСОЛОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО ДЕВОНА ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Мосоловский горизонт выделен А. И. Ляшенко по фауне брахиопод. Стратотипом является разрез Мосоловской опорной скважины №6, пробуренной у с. Мосолово Рязанской области [1]. Отложения мосоловского горизонта покрывают около двух третей территории Воронежской антеклизы. Современная граница их распространения проходит по линии г.г. Севск-Курск-Воронеж-Бобров-Павловск.

На большей части территории Воронежской антеклизы мосоловские отложения согласно залегают на морсовских и лишь на юго-востоке – с резким несогласием на коре выветривания пород кристаллического фундамента. Подошва мосоловского горизонта проводится по кровле сульфатных или глинистых отложений морсовской свиты, либо по

спая фундамента с осадочным чехлом. Кровля пород рассматриваемого горизонта фиксируется по смене мосоловских карбонатных отложений терригенно-карбонатными породами чернойгорского горизонта, либо песчано-глинистыми образованиями воробьевского и ардаатовского горизонтов [2].

Разрез горизонта в целом характеризуется преобладанием карбонатных пород, преимущественно известняков. Лишь у границы его распространения заметное развитие получают терригенные образования. Мощность колеблется от первых метров у границы выклинивания до 77 м на северо-востоке антеклизы, в районе г. Кирсанов.

Несмотря на проведенные исследования, фациальные аспекты формирования рассматриваемых образований, за исключением их распространения на юго-востоке антеклизы [3], остались недостаточно изученными.

На фациальной карте мосоловского времени выделяется ряд зон прибрежной и мелководно-морской частей морского бассейна, а также переходных зон от морского бассейна к континенту. Анализ фациальной карты мосоловского времени показывает, что на большей части своего распространения современная граница горизонта близка к береговой линии бассейна седиментации, которая фиксируется наличием прибрежно-морских и лагунных фаций.

Вдоль границы распространения мосоловских отложений наблюдается ряд фациальных зон, породы в которых представлены конгломератами, гравелитами и грубозернистыми песчаниками. Это зоны **ШВ** и **ШБВ** – прибрежно-морские зоны с высокой активностью гидродинамического режима. Всего выделяется 5 прибрежно-морских зон, нормальной солености с высокой активностью гидродинамического режима (**ШВ**). Самая крупная зона ШВ расположена на северо-западе от г. Павловска, три более мелких расположены на северо-западе, западе и юго-западе от с. Верхний Мамон, а также одна на юге от г. Боброва. Отложения в этих зонах представлены преимущественно конгломератами серого цвета, состоящие из галек кварца и кварцита и гравелитами светло-серого цвета. Отмечается сульфидная минерализация, представленная галенитом и халькопиритом. Мощность отложений составляет первые метры.

Севернее и юго-восточнее самой крупной зоны ШВ расположены две зоны **ШБВ**. Отложения в них формировались в прибрежно-морских условиях со средней и высокой, с преобладанием первой, активности гидродинамического режима. Породы представлены кварцитовидными песчаниками, серыми и светло-серыми, грубозернистыми, на глинисто-карбонатном цементе, содержат отдельные гальки дымчатого кварца и гнезда мелкокристаллического пирита. Участками песчаники переходят в конгломераты. Максимальная мощность пород в около 8 м (скв. 774 с).

В обобщении по двум вышеописанным зонам можно сказать, что осадки в них формировались в зонах отмелей, связанных не только с близлежащей сушей, что логично, но и с крутыми поднятыми блоками фундамента (Подколдовско-

Калачеевское поднятие) [4]. Осадки, накопленные на указанных отмелях, отличаются своими литологическими и геохимическими особенностями, характеризуются слабой сортировкой, часто с совершенно неокатанным обломочным материалом. Это преимущественно галечники, конглобрекции, грубозернистые песчаники. В обломках преобладает кварц, реже полевоы шпат. Размеры обломков достигают 3 см. Цемент в основном глинисто-карбонатный.

В южной части исследуемой территории выделяется ряд зон **ША**. Они, по-видимому, в раннемосоловское время были областями сноса, которые позже ушли под воду, где стали накапливаться известняки, серые, массивны, тонкокристаллические, грубоузловатой текстуры, с примазками глины. Наблюдается кальцит, развитый по остаткам фауны и пустотам выщелачивания. Встречаются отдельные раковины брахиопод. Мощность известняков в этих зонах не превышает 4 м.

Фациальные зоны **IVA-ША** в пределах рассматриваемой площади развиты вокруг мелких выступов в рельефе, а также в виде узких полос вдоль береговой линии. Отложения данных зон в основании представлены глиной, накопившейся в лагунных условиях, а верх разреза слагают прибрежно-морские известняки.

Параллельно границе распространения отложений, от Бутурлиновки на северо-западе через Калач и далее на юго-восток тянется зона **ШВ-ШБВ-ША**. Отложения в данной фациальной зоне представлены в основании конгломератами, сформировавшимися в прибрежно-морских условиях с высокой активностью гидродинамического режима (ШВ). Образование этих конгломератов, по-видимому, связано с мелкими выступами предмосоловского рельефа. Конгломераты, мощностью до 2,8 м, темно-серые, состоящие из угловато-окатанных галек кварца, цементированных хлоритово-глинистым или карбонатно-глинистым, иногда ожелезненным цементом, с частыми вкрапленниками сульфидов. Вверх по разрезу залегают песчаники, сформированные в прибрежно-морских условиях со средней и высокой, с преобладанием средней активностью гидродинамического режима (ШБВ). Песчаники серые, светло-серые, от средне- до крупнозернистых, плохо сортированные, слабо цементированные, с глинистым цементом. Мощность песчаников в данной зоне до 3 м. Венчают разрез известняки, сформированные в прибрежно-морских условиях со слабой гидродинамикой среды (ША). Известняки светло-серые, органогенно-обломочные, крепкие, сравнительно чистые, малоглинистые, в нижней части слоя с тонкими прослоями глины. В пределах зоны находилось небольшое поднятие рельефа. На это указывает отсутствие мосоловских отложений в скв. 195. Поднятие прослеживается и в воробьевское время [5].

От г. Калача на юго-востоке исследуемой территории до г. Воронежа в ее центральной части протягивается фациальная зона **ШБ-ША**. В основании ее разреза залегают песчаники, сформированные в прибрежно-морских условиях со средней гидродинамикой среды (ШБ). Песчаник в центре и на юге фациальной зоны голубовато-

светло-серый, на севере – зеленовато-серый, разномерный, преимущественно мелкозернистый, алевролитистый, с редкой галькой и гравийными зернами серого и дымчатого кварца, с карбонатно-глинистым цементом, неяснослоистый, с гнездами пирита. Встречаются редкие прослои алевропесчаной глины. Мощность песчаников не превышает 2,5 м.

Вверх по разрезу залегают известняки, сформированные в прибрежно-морских условиях со слабой гидродинамикой среды (ША). Известняк светло-серый, серый, в основании слоя коричневатого-серый, органогенно-обломочный, частично перекристаллизованный, крепкий, массивный, трещиноватый, с фауной остракод, пелеципод, брахиопод и перекристаллизованных члеников стеблей криноидей. В основании слоя встречаются тонкие прослои глин темно-серых до черных, филлитовидных, сильно известковистых, с большим количеством обломков раковин плохой сохранности. Мощность известняков доходит до 15 м.

На большей части исследуемой территории (около 40%) располагается зона **IIA**. Отложения в ней представлены органогенно-обломочными известняками, мощностью до 77 м, сформировавшимися в мелководно-морских условиях со слабой гидродинамикой среды. Известняки зеленовато-серые, неравномерно перекристаллизованные, участками брекчиевидные, глинистые, с многочисленными остатками фауны брахиопод, кораллов, остракод, рыб и криноидей. В толще известняков встречаются прослои глин, в том числе карбонатных. Глины имеют, преимущественно, иллит-каолинитовый, известковистые их разновидности – каолинитово-гидрослюдистый состав с примесью монтмориллонита и смешаннослойных минералов. Объем глинистого материала в породах мосоловской свиты возрастает с востока на запад и от подошвы к кровле разрезов.

В общем мосоловские отложения можно разделить на две пачки: нижне- и верхнемосоловские. Нижнемосоловская терригенная пачка характеризует сложную картину палеорельефа суши. В ней выделяются лагунные зоны, зоны отмелей, окаймляющие выступы в предмосоловском рельефе, прибрежно-морские и мелководно-морские зоны.

Позднемосоловское время ознаменовалось дальнейшим наступлением моря, формированием известняков, накопление которых происходило при постоянном углублении морского дна. Под уровень позднемосоловского моря были погружены практически все выступы в рельефе, обозначенные ранее.

Оценивая осадконакопление на исследуемой территории в мосоловское время, следует отметить преобладание на значительной площади морских обстановок – преимущественно прибрежных и, в меньшей степени, мелководных. Широкое развитие известняков было обусловлено незначительным поступлением с суши терригенного материала, что свидетельствует о её выравнивании и низком стоянии. По сравнению с палеогеографическими особенностями морского времени [6] в мосоловское время

исчезли солеродные лагуны и увеличились площади морского осадконакопления. Это свидетельствует о начале трансгрессии в конце морсовского и ее расширении в мосоловское время эйфельского века.

Литература

1. Кононова Л. И., Овнатова Н. С., Ржосницкая М. А., Родионова Г. Д., Умнова В. Т., Федорова Т. И. Девон Воронежской антеклизы и Московской синеклизы. М.: Комитет РФ по геологии и использованию недр, 1995. 265 с.
2. Савко А. Д., Мануковский С. В., Мизин А. И., Бурыкин В. Н., Бартенев В. К., Окороков В. А., Бабкин В. Ф. Литология и фации донеогеновых отложений Воронежской антеклизы. Труды научно-исследовательского института геологии: Воронеж, Изд-во Воронеж. гос. ун-та. Вып. 3. 2001. 201 с.
3. Милаш А. В., Савко А. Д. Литология девонских отложений юго-востока Воронежской антеклизы. Труды научно-исследовательского института геологии: Воронеж, Изд-во Воронеж. гос. ун-та. Вып. 100. 2017. 131 с.
4. Савко А. Д., Шишов А. В., Мануковский С. В. Тектоно-седиментационные особенности эйфельского этапа развития Воронежской антеклизы. Труды научно-исследовательского института геологии: Воронеж, Изд-во Воронеж. гос. ун-та. Вып. 11. 2002. 127 с.
5. Милаш А. В. Литолого-фациальная характеристика воробьевских отложений юго-востока Воронежской антеклизы // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2015. № 1. С. 146–149.
6. Савко А. Д. Воронежская антеклиза. Справочное руководство и путеводитель. Воронеж: Изд-во ВГУ. 2000. 129 с.

О. Д. Найдина

Геологический институт РАН, Москва

ШЕЛЬФОВЫЕ ОСАДКИ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЙ АРКТИКИ И УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ В ГОЛОЦЕНЕ ПО МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Новые данные по морским осадкам Арктики обобщены в многочисленных работах А. П. Лисицына и многих других [6, 8]. Для окраинных морей Северного Ледовитого океана характерен ледово-морской тип седиментогенеза, где преобладают терригенные осадки [1]. Среди основных движущих сил осадкообразования в Арктике является климатический фактор [8].

Исследуемый регион моря Лаптевых, включающий Северную Якутию, отличается суровыми климатическими условиями. Именно в море Лаптевых формируется основная масса льдов Северного Ледовитого океана и поэтому регион является ключевым в формировании климата Евразии.

Равнинный рельеф дна моря Лаптевых пересечен пятью каналами палеорусел рек Хатанги, Анабара, Оленька, Лены и Яны [12]. С конца последнего ледникового максимума и во время глобального повышения уровня моря палеодолины рек были основными центрами седиментации [9].

В составе наземных частиц, поступающих в море эоловым и водным путем, немалое количество представляют зерна пыльцы и спор высших растений. В результате

палинологических исследований донных осадков шельфа моря Лаптевых получены данные о распределении и составе спорово-пыльцевых комплексов (СПК) в голоцене [4–5, 13–14]. Подобные исследования необходимы для реконструкции палеоусловий Арктики, особенно региона моря Лаптевых, где эволюция палеосреды изучена далеко не полностью [3]. Базой для спорово-пыльцевого анализа и выделения СПК послужили образцы из нескольких колонок с внешнего и внутреннего шельфа, а также пробы из современных отложений, отобранные по всей акватории моря.

Абсолютный возраст изученных осадков определен методом ускорительной масс-спектрометрии ($AMS^{14}C$) по биогенному кальциту раковин остракод, фораминифер и двустворчатых моллюсков [9]. Полученные радиоуглеродные датировки калиброваны в календарные годы [9]. Благодаря датировкам абсолютного возраста, а также комплексным литолого-геохимическим исследованиям донных осадков [10], были реконструированы основные этапы постгляциального повышения уровня моря [11].

Судя по имеющимся AMS-датировкам, на рубеже позднеледниковья и голоцена воды Арктического океана вторглись в пределы суши, образовав акваторию моря Лаптевых [2]. Изменения палеосреды моря и суши реконструированы на основе геохронологических данных, обобщения исследований ископаемых комплексов остракод, фораминифер, диатомей, органикостенного фитопланктона и пыльцы высших растений [4–7, 13–14].

В результате спорово-пыльцевого анализа морских осадков установлено, что начиная с 9,5 кал. тыс. лет назад и почти до 7,7 кал. тыс. лет назад летние температуры воздуха были выше современных приблизительно на 3 °С. В это время тундровая растительность замещалась лесотундровой, продвигавшейся к побережью моря Лаптевых. Максимальное потепление климата установлено в интервале 9,1–8,6 кал. тыс. лет. Это интенсивное потепление климата на побережье совпадает с адвекцией атлантических вод в море Лаптевых. Интервал потепления, установленный по морским осадкам, можно коррелировать с раннеголоценовым оптимумом, который прослеживается в западном и восточном секторах Арктики.

Литература

1. Лисицын А. П. Новый тип седиментогенеза в Арктике – ледовый морской, новые подходы к исследованию процессов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 1. С. 18–60.
2. Лаврушин Ю. А. Экстремальные природные события в бассейне Северного Ледовитого океана в последние 60 тыс. лет // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2007. № 67. С. 20–32.
3. Левитан М. А., Лаврушин Ю. А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.
4. Найдина О. Д. Пыльца из послеледниковых осадков моря Лаптевых как биоиндикатор // Стратиграфия. Геол. Корреляция. 2014. Т. 22. № 3. С. 115–124.
5. Найдина О. Д. Природные условия региона моря Лаптевых в позднем послеледниковье // Стратиграфия. Геол. Корреляция. 2016. Т. 24. № 1. С. 92–103.
6. Полякова Е. И. Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М.: Научный мир, 1997. 145 с.
7. Талденкова Е. Е., Баух Х. А., Степанова А. Ю. и др. Изменение палеосреды шельфов морей Лаптевых и Карского в ходе послеледниковой трансгрессии (по ископаемым остракодам и

фораминиферам) // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. Ред. Кассенс Х., Лисицын А. П., Тиде Й. и др. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2009. С. 384–409.

8. Фролов В. Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. 222 с.

9. Bauch H. A., Kassens H., Erlenkeuser H. et al. Depositional environment of the Laptev Sea (Arctic Siberia) during the Holocene // *Boreas*. 1999. V. 28. P. 194–204.

10. Bauch H. A., Kassens H. A., Naidina O. D. et al. Composition and flux of Holocene sediments on the eastern Laptev Sea shelf, Arctic Siberia // *Quaternary Res.* 2001a. V.55. № 3. P. 344–351.

11. Bauch H. A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E. et al. Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // *Global Planet. Change.* 2001b. V. 55. № 3. P.125–139.

12. Holmes M. L., Creager J. S. Holocene history of the Laptev Sea continental shelf // *Arctic Ocean sediments, microfauna, and climatic record in the Late Cenozoic Time.* Ed. Herman Y.1974. P. 211–229.

13. Naidina O. D., Bauch H. A. A Holocene pollen record from the Laptev Sea shelf, northern Yakutia // *Global Planet.Change.* 2001. V. 31. P. 141–153.

14. Naidina O. D., Bauch H. A. Early to middle Holocene pollen record from the Laptev Sea (Arctic Siberia) // *Quaternary Int.* 2011. V. 229. P. 84–88.

В. Д. Немова

ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг», Москва

МНОГОУРОВНЕВАЯ ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ОТЛОЖЕНИЙ КАК ИНСТРУМЕНТ УВЯЗКИ РАЗНОМАСШТАБНЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Стремительное развитие инновационного и высокоточного оборудования, как лабораторного, так и дистанционных методов исследований (каротаж, сейсморазведка), в купе с повсеместной цифровизацией, на первый взгляд, уводит на второстепенный план классические подходы к исследованиям нефтегазоносных комплексов отложений. Но по мнению автора, новые технологии должны быть лишь способом оцифровки заключений геолога (литолога) о составе, строении, генезисе, морфологии исследуемых геологических тел, поскольку в значительной степени автоматизированное моделирование несет в себе критические неопределенности и чревато существенными расходами на бурение непродуктивных скважин, в случае не подтверждения такой модели. Причем, если в целом ошибка геологического прогноза – это нормальное явление, то в случае наличия геологической модели или концепции, основанной на результатах исследования керна, эту модель можно эффективно скорректировать, но в случае цифровой модели, построенной без опоры на литологические исследования, программа, конечно, тоже пересчитает модель с учетом новых данных, однако степень доверия такой модели останется столь же низкой. Таким образом, классические методы литологических исследований (литотипизация, стадийный, генетический и др. анализы) по-прежнему сохраняют свою актуальность и востребованность, особенно для сложнопостроенных отложений.

Опора в подобных исследования на учения В. Т. Фролова, безусловно, позволяет получить надежно обоснованные выводы о процессах постседиментационных преобразований пород, обстановках и условиях их формирования [1].

Тем не менее, в свете всеобщей цифровизации, литологическим методам также стоит идти в ногу со временем. Например, в части разработки литологических типизаций пород предлагается выполнять многоуровневые классификации с целью создания возможности учета результатов литологических исследований в последующем процессе интерпретации данных каротажа, сейсморазведки, промысловых данных и построении трехмерных геологических моделей. Проблема, по которой появилась необходимость создания многоуровневых типизаций, заключается в различном масштабе исследований объекта применяемыми методами: шлифы – это первые см, каротаж – первые десятки см, сейсморазведка – первые десятки м. Таким образом, постепенное укрупнение типизации пород должно соответствовать различным методам исследований. Наиболее крупным подразделением типизации логично представить два класса пород – коллекторы и неколлекторы, которые ложатся в основу построения цифровых моделей объекта, подсчета запасов и планирования разработки. Наиболее дробное подразделение – это литотипы пород, выделяемые по керну и шлифам, с опорой при необходимости на данные рентгено-флуоресцентного (РФА), рентгеноструктурного (РСА) анализов. Промежуточные звенья типизации между литотипами и классами пород могут варьироваться в зависимости от объекта исследований и наличия результатов разномасштабных методов его изучения.

Пример литогенетической типизации верхнеюрских отложений. Для нефтематеринских и нефтепродуктивных верхнеюрских отложений Западной Сибири разработана трехуровневая литотипизация [2] (Рисунок), позволяющая постепенно перейти от микроуровня исследований (выделение литотипов в шлифах) к каротажным кривым (группам литотипов, которые выделяются по керну и ГИС) и промысловым данным (классы пород (коллектор – неколлектор) разделены по совокупности данных, включая испытания). Такая типизация позволяет сохранить результаты детальных исследований пород в шлифах, обосновывающих их генезис, условия накопления и процессы постседиментационных преобразований. Последние не только изменяют исходный минеральный состав осадка, но и могут существенно влиять на фильтрационно-емкостные свойства. При этом появляется возможность увязать между собой прямые методы исследований (керн) и дистанционные (ГИС, данные сейсморазведки).

В верхнеюрских отложениях на основании изучения большого объема шлифов с учетом данных РФА и РСА, а также пиролиза выделено 14 литотипов пород. Данные литотипы не различимы на каротажных кривых, ввиду их малого масштаба. Литотипы различаются между собой минеральным составом (содержанием минералов группы кремнезёма, глины, карбонатов, фосфоритов), содержанием ОВ, структурно-текстурными

особенностями пород, а также генезисом. Индивидуальный анализ литотипов позволяет восстанавливать условия осадконакопления пород, проводить литогенетический и стадийный анализы. Для верхнеюрских отложений выделены три ключевые группы исходных осадков: аллотигенно-радиоляриевые, кокколитофоридовые и радиоляриевые илы. Важно отметить, что практически во всех породах верхнеюрского разреза радиолярии являются основным породообразующим компонентом. Породы, в которых содержание радиоляриевых скелетов превышало 90–95 %, сформировали следующие литотипы: силициты, радиоляриты, вторичные доломиты, вторичные известняки и переходные между ними разновидности. Очевидно, что данные литотипы объединены схожим генезисом – это биогенные отложения радиоляриевых илов. Разбавление радиолярий аллотигенными примесями в период накопления исследуемых отложений привело к формированию литотипов тонкослоистых и тонколинзовидно-слоистых пород, в составе которых меняется содержание ОВ, минералов группы кремнезема, глин и реже – карбонатного фитопланктона (кокколит). Это литотипы углеродисто-кремнисто-глинистых, углеродисто-глинисто-кремнистых, высокоуглеродисто-кремнисто-глинистых, высокоуглеродисто-глинисто-кремнистых, высокоуглеродисто-карбонатно-глинисто-кремнистых и высокоуглеродисто-глинисто-карбонатно-кремнистых пород, которые также объединены единым механогенно-биогенным генезисом.

Исходя из расположения данных литотипов в разрезе можно утверждать, что накопление верхнеюрских отложений имело циклический характер, обусловленный увеличением и уменьшением поступления в осадок аллотигенных компонентов и зоопланктона (радиолярий во время вспышек биопродуктивности), накапливавшихся в противофазе. В периоды минимального накопления аллотигенных компонентов в осадке формировались протяженные пласты радиоляриевого генезиса, что имеет важное практическое значение, потому что именно с ними ассоциируются основные коллекторы нефти верхнеюрских отложений. В завершении накопления верхнеюрских отложений в составе пород разреза часто появляются кокколитофориды, имеющие четкую стратиграфическую привязку.

На уровне литотипов проводится и стадийный анализ. Для верхнеюрских отложений наибольшее практическое значение стадийный анализ имел для выявления закономерности изменений фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) радиоляриевых илов. Установлено, что собственно радиоляриты с хорошо сохранившейся биоморфной структурой обладают хорошими ФЕС, которые ухудшаются в направлении их перехода в силициты со слабо различимой аналогичной структурой. Раннедиагенетические известняки по радиоляритам также отличаются низкими ФЕС. Тогда как катагенетические магнезиальные известняки с цементом прорастания, теневой радиоляриевой структурой и вторичные доломиты в разной степени кремнистые, напротив, обладают наилучшими коллекторскими свойствами. На локальном уровне

вторичные процессы преобразований радиоляритов чаще имеют попластовый характер (в разрезе кардинально меняются от пропластка к пропластку).

Различия условий осадконакопления выделенных литотипов позволили объединить их в группы. Группы литотипов выделяются на основании изучения шлифов и должны быть различимы на каротажных кривых. Они обладают различным минеральным составом и содержанием ОВ.

Такие литотипы, как вторичные доломиты, вторичные известняки, радиоляриты и силициты объединены в группу вторично преобразованных радиоляритов (генотип биогенных (радиоляриевых) отложений), которая формирует маломощные протяженные уплотненные прослои в верхнеюрских отложениях, прослеживаемые по данным ГИС на сотни км. Такие прослои можно обоснованно и уверенно коррелировать по данным каротажа: это локальные минимумы на кривых гамма-каротажа и одновременно максимумы нейтронного (НК) каротажа. При их корреляции не стоит обращать внимание на минеральный состав, определенный по керну, который зачастую изменен в ходе постседиментационных процессов, гораздо важнее единый генезис пород – радиоляриевые илы.

Вмещающие данные прослои породы делятся на три ключевые группы литотипов, каждая из которых имеет свое место в разрезе верхнеюрских отложений. Группа углеродисто-глинисто-кремнистых пород тяготеет к нижней части разреза и самой верхней его пачке, по ГИС выделяется низкими значениями гамма (ГК) и нейтронного (НК) каротажей. Группа высокоуглеродистых глинисто-кремнистых пород относится к верхней высокорadioактивной толще, либо ее нижней части, на ГИС выделяется максимальными значениями ГК и минимальными НК. Группа высокоуглеродистых глинисто-карбонатно-кремнистых пород тяготеет к верхней части верхней толщи, выделяясь высокими ГК и повышенными НК. Таким образом, группы литотипов являются основой межскважинных корреляций.

Третий уровень литологической типизации – наиболее укрупненный – классы пород, которые можно однозначно различать на каротажных кривых и моделировать их развитие в трехмерных моделях. Классы пород различаются по способности отдавать нефть в скважину (коллектор – неколлектор) – это их главная практическая характеристика. Они выделяются любыми методами от шлифов до каротажа, отличаются по содержанию ОВ и минеральному составу. Их коллекторские свойства определяются как в шлифах, так и по данным изучения ФЭС на цилиндрических образцах. Подтвердить наличие в породе миграционно-способных УВ можно при анализе результатов пиролитических исследований. Промыслово-геофизические исследования по определению интервала притока скважины также позволяют выделять коллекторские (отдающий флюид) интервалы в разрезе. Классы пород также отражают цикличность строения разреза.

НОВАТОРСКАЯ ЛИТОЛОГИЯ ФРОЛОВА: ОБЩЕЕ И ЧАСТНОЕ (МОСКВА, 2023)

В разрезе верхнеюрских отложений класс кремнисто-карбонатных пород относится к потенциальным коллекторам, обладающим высоко изменчивыми свойствами. По большей части к этому классу пород относятся вторично преобразованные радиоляриты, подчиненное значение имеют другие карбонатные породы и фосфориты. Остальные группы литотипов объединены в класс карбонатно-глинисто-кремнистых низкопроницаемых пород-неколлекторов. Такие укрупненные подразделения литотипизации удобно использовать при интерпретации каротажа с целью выделения эффективных толщин, а также при построении трехмерных геологических моделей, а точнее куба литологии (коллектора). В частности, при трехмерном моделировании использование данного уровня литотипизации позволяет эффективно отразить высокую прослеживаемость коллекторов, выделенных по данным, ГИС, что подтверждается бурением нескольких десятков скважин с протяженным горизонтальным окончанием (1000–1500 м).

Стратиграфия	Доминирующий состав	Генотип	Изучение пород лабораторными методами							Выделение по керну и ГИС			Выделение по промысловым и др.					
			ЛИТОТИПЫ	Минеральный состав, %					Структура	Текстура	Органическое вещество (%)	Емкостное пространство	Пористость (%)	ГРУППЫ ЛИТОТИПОВ	ГК, отн. усл. нач.	НГК, отн. усл. знач.	КЛАССЫ ПОРОД	Способность пород отдавать нефть
				кремнезем	глина	кальцит	доломит	пирит										
Верхнеюрские отложения	глинистый (более 50% глинистых минералов)	Вулканогеоседаментные	Апотуфы и апотуффиты	ма до 10	до 90				до 5	слоистая	-		и/д	Глинистые породы	Вне масштаба ГИС	Безуглеродные породы	Н е к о л л е к т о р	
			Углеродисто-кремнисто-глинистые породы	до 40	до 60	до 5			до 5									
			Углеродисто-глинисто-кремнистые породы	40-60	до 40	до 5			до 5									
			Высокоуглеродисто-кремнисто-глинистые породы	до 40	до 40	до 60		до 2										
			Высокоуглеродисто-глинисто-кремнистые породы	40-60	до 60	до 40			до 20									
			Высокоуглеродисто-карбонатно-кремнисто-глинистые породы	до 40	до 35	до 60			до 30									
	глинисто-кремнистый (более 50% глини или кремнезема)	Механогеомо-биогенные	Высокоуглеродисто-карбонатно-кремнисто-глинистые породы	до 40	до 30				до 30	пелитона	тонкослоистая, тонко-лигильная-слоистая	более 10	закрытые поры	общая 1-8%	Углеродистые глинисто-кремнистые породы (Сорг > 5%)	Карбонатно-глинисто-кремнистые породы (доманикиты)	К о л л е к т о р	
			Высокоуглеродисто-глинисто-кремнистые породы	до 40	до 60	до 40												
			Высокоуглеродисто-карбонатно-кремнисто-глинистые породы	до 40	до 35	до 60			до 30									
			Высокоуглеродисто-глинисто-кремнистые породы	до 40	до 60	до 40			до 20									
			Высокоуглеродисто-карбонатно-кремнисто-глинистые породы	до 40	до 35	до 60			до 30									
			Высокоуглеродисто-глинисто-кремнистые породы	до 40	до 60	до 40			до 20									
кремнистый (более 50% кремнезема)	Биогенные	Силициты (до 50 % скелетов в породе)	до 80	до 5			до 15	коллоидно-морфная	до 5 (1-3 %)	трещины	до 8	Вторично преобразованные радиоляриты низкоуглеродистые (Сорг < 5%)	Кремнисто-карбонатные породы (доманикиты)	К о л л е к т о р				
		Радиоляриты (более 50 % скелетов в породе)	до 70	до 30			до 5	биоморфная										
		Доломиты по радиоляритам	до 90	до 5	до 20		до 5	неслоистая, тонкослоистая, тонколигильная										
		Известняки по радиоляритам	до 30	до 20	до 70		до 15	различные										
		Известняки (пеллоидные, биокластовые и др.)	до 10	до 95			до 5	органогенно-обломочная и др.										
		Фосфориты (пеллоидные, биокластовые и др.)	до 30	до 85	до 20			различные										
карбонатный (более 50% карбонатного вещества)	Биогенные	Известняки (пеллоидные, биокластовые и др.)	до 10	до 95			до 5	органогенно-обломочная и др.	до 5 (1-3 %)	трещины	1-4	Фосфатно-карбонатные низкоуглеродистые породы (Сорг < 5%)	Кремнисто-карбонатные породы (доманикиты)	К о л л е к т о р				
		Фосфориты (пеллоидные, биокластовые и др.)	до 30	до 85	до 20			различные										
		Известняки (пеллоидные, биокластовые и др.)	до 10	до 95			до 5	органогенно-обломочная и др.										
		Фосфориты (пеллоидные, биокластовые и др.)	до 30	до 85	до 20			различные										
		Известняки (пеллоидные, биокластовые и др.)	до 10	до 95			до 5	органогенно-обломочная и др.										
		Фосфориты (пеллоидные, биокластовые и др.)	до 30	до 85	до 20			различные										

Рисунок. Многоуровневая литогенетическая классификация верхнеюрских отложений Западной Сибири.

Выводы. Многоуровневые литологические типизации пород направлены на сохранение большого объема важных данных, полученных при стадийном и литогенетическом анализе отложений в шлифах. Данный вид исследований является

кропотливым, трудозатратным, однако несет в себе практически полезную информацию для интерпретации ГИС, сейсморазведки, построения трехмерных моделей и даже планирования разработки сложнопостроенных залежей. Зачастую полученные при изучении шлифов данные в неполном объеме передаются в дальнейшую работу с дистанционными методами исследований, что снижает качество и прогнозную способность последних. Избежать подобных потерь можно путем разработки многоуровневых литологических типизаций, укрупняющих литотипы до разрешающей способности дистанционных методов исследований. Такой подход способствует наилучшему пониманию геологического строения и закономерностей изменчивости свойств изучаемого объекта, которые можно и нужно отражать в его цифровых моделях.

Литература

1. Фролов В. Т. Литология. М.: Изд-во МГУ. Кн. 1. (1992 г.) 335 с., Кн 2. (1993 г.) 432 с., Кн 3 (1995 г.). 352 с.

2. Немова В. Д. Литогенетическая классификация пород и техноморфизм отложений баженовской свиты Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции – Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Москва. 2021. 340 с.

А. Н. Новигатский

Институт океанологии имени П. П. Ширшова РАН, Москва

ПЫЛЬ ПЛАНЕТЫ – ИСТОРИЯ ОКЕАНА (РАССЕЯННЫЕ И КОНЦЕНТРИРОВАННЫЕ ФОРМЫ ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА В ОКЕАНАХ И МОРЯХ: МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ)

Рассеянная форма осадочного вещества очень широко распространена в природе, но почти не изучена. Это форма дисперсного осадочного вещества существует во всех геосферах Земли – частицы аэрозолей в атмосфере (в т. ч. вулканогенный материал), криозоли – во льдах и снеге, гидрозолы – в морской и пресной воде. Они существуют и в местах подводных извержений – гидротермальной деятельности (дымы «черных курильщиков»), в незначительных количествах поступают из космоса (космическая пыль). Важную роль в образовании зелей играют также организмы фито- и зоопланктона, особенно организмы продуценты (диатомовые, кокколитофориды и др.), которые создают биогенную взвесь, и организмы консументы (фильтраторы), которые используют эту тонкую взвесь и мелкий биогенный детрит для питания (зоопланктон и бентос). Рассеянные формы осадочного вещества на континентах связаны с процессами физического и химического выветривания горных пород, а в значительной мере также с макроорганизмами и растительностью (споры и пыльца при цветении растений, микрочастицы при распаде растительного вещества) и последующего выноса с речным стоком в конечный водоем стока. Многие важные особенности образования и переноса (транспортировки) осадочного вещества в рассеянной, а также растворенной его формах до настоящего времени почти не изучены. Изучались в основном только их концентраты:

донные осадки океанов, морей и озер. Водная взвесь – единственный источник формирования донных осадков, главный источник пищи глубоководных организмов. Общей особенностью осадочного материала всех геосфер является незначительные содержания в среде и размеры. Как и бактерии (биогенная часть взвеси), осадочный материал не различается невооруженным глазом. Характерны также их повсюдность, т. е. подвижность, очень широкое региональное и глобальное распространение, тонкость частиц (в основной части в пределах 1–100 мкм), тесная связь с условиями среды, взаимодействие по путям переноса. Считалось, что в геосферах осадочное вещество играет ничтожное значение.

Первые исследования рассеянного вещества морской воды (взвеси) в целях морской геологии были начаты одним из авторов в 1955 г. в морях Дальнего Востока [1]. За прошедшие годы удалось не только разработать методы количественного извлечения ничтожных количеств рассеянного вещества из геосфер, но и всесторонне изучить осадочное вещество вод морей и океанов, а также рек и озер, аэрозолей атмосферы, и подводных извержений – практически из всех частей Мирового океана, со всех глубин вплоть до максимальных (до 11 тыс. м) в разные сезоны и годы [2]. Удалось выяснить, что рассеянные формы осадочного вещества – главный источник пелагических донных осадков, они обнаружены во всех геосферах и перемещаются в соответствии с динамикой среды. Принципиально новые данные о процессах осадкообразования получены прямыми методами определения вертикальных (и наклонных) потоков осадочного вещества (седиментационные ловушки, вертушки, изотопные методы и др.) [3].

Для седиментологии наибольший интерес представляют методы седиментационных ловушек. Это конусы или цилиндры, в нижней части которых установлены приемные флаконы, собирающие рассеянный осадочный материал. Смена флаконов производится микропроцессором, т. е. экспозиции улавливания вещества могут устанавливаться от 1-х суток до месяцев, сезонов, лет. Мы ведем отбор вещества на разных глубинах обычно с экспозицией 1 месяц и сменой станций один раз в год. Таким образом, удастся получить непрерывный во времени ряд проб с месячными экспозициями (дифференциальные потоки) и с годовыми экспозициями (интегральные потоки) в разных природных зонах океанов. Опорные станции, снабженные не только седиментационными ловушками, но также и измерителями течений, прозрачномерами и другими океанологическими приборами – самописцами в комплекте с ловушками, установленными на разных глубинах на вертикальном тресе с якорем, называют автоматическими глубинными седиментологическими обсерваториями (АГОС). Метод седиментологических обсерваторий мы совмещаем обычно с непрерывными спутниковыми наблюдениями для поверхностного слоя вод, рейсовыми океанологическими и геологическими исследованиями донных осадков на станциях. Это новый обсерваторный метод системного непрерывного во времени изучения Мирового океана в XXI-м веке [4–5].

Океан является главным ловителем рассеянного осадочного вещества всех геосфер Земли – внешних и внутренних, т. е. это глобальный самописец геосфер планеты (процессов и событий на континентах и в водах океанов). Взаимодействие геосфер особенно активно идет на двух батиметрических уровнях: на поверхности – для внешних геосфер, и в придонном слое – верхней части осадочной толщи – здесь идет взаимодействие с осадочным веществом внутренних (глубинных) геосфер. К этим двум видам осадочного материала в морях и океанах добавляется еще рассеянное вещество, образующееся в море – биогенное ($\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_{2\text{ам.}} + \text{C}_{\text{орг}}$). В процессе смешения осадочного вещества всех этих геосфер (его растворенных и взвешенных форм) происходит не только образование, но и преобразование этих видов осадочного вещества, их неоднократное взаимодействие, смешение по мере осаждения, так что в донные осадки попадает осадочный материал прошедший эти превращения на пути от поверхности до дна океана. Все эти превращения удастся изучать в пробах взвеси от поверхности до дна, а затем в донных осадках.

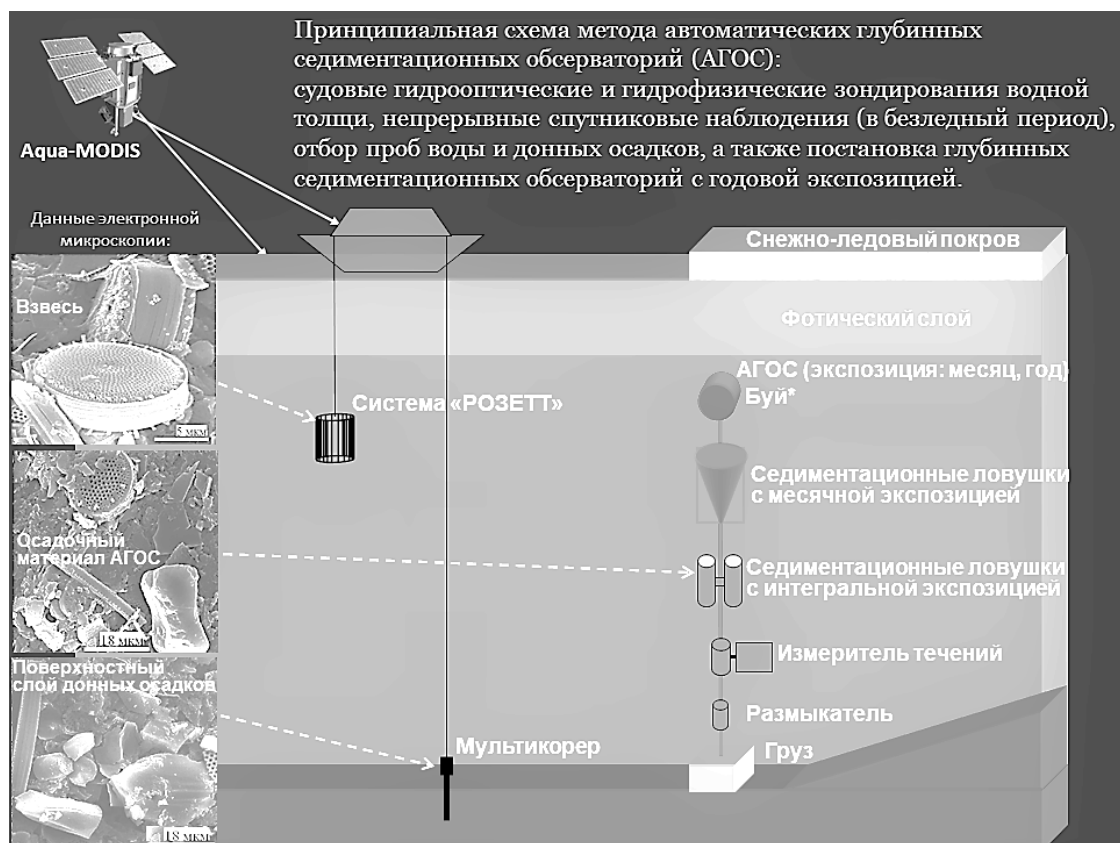


Рисунок. Принципиальная схема метода автоматических глубоководных седиментационных обсерваторий (АГОС): судовые гидрооптические и гидрофизические зондирования водной толщи, непрерывные спутниковые наблюдения (в безледный период), отбор проб воды и донных осадков, а также постановка глубоководных седиментационных обсерваторий с годовой экспозицией.

На рисунке показана морская стадия седиментации основных компонентов рассеянного осадочного вещества во времени, где материал с месячной экспозицией (взвесь) получен во время судовых работ, материал с годовой экспозицией получен с помощью седиментационных ловушек в составе АГОС, а материал с многолетней экспозицией – прецизионным отбором поверхностного слоя донных осадков мультикорером. Полученные результаты показали, что в осадочном материале с годовой экспозицией отчетливо фиксируется уменьшение доли биогенной составляющей в разы по отношению к месячной экспозиции, а в материале с многолетней экспозицией доля биогенной составляющей уменьшается уже на порядок, поскольку основным источником энергии биохимических процессов при переходе рассеянных форм в концентрированные выступает ОВ, поступающее из взвеси, и восстановленные соединения, поступающие из осадков. Кроме того, в этих сложных биогеохимических процессах активно участвуют микроорганизмы, которые отвечают за преобразование ОВ морской взвеси в ОВ донного осадка, особенно на начальном этапе осадкообразования [7].

Таким образом, нами получены новейшие данные о ходе осадочного процесса в толще вод моря, начиная от поверхности моря до верхнего слоя донных осадков.

Метод АГОС открывает новые возможности для океанологии и седиментологии, а также геохимии и биологии – непрерывные наблюдения во времени от суток до десятков лет. Есть все основания рекомендовать метод АГОС, обеспечивающий непрерывный ряд данных, для широкого внедрения в изучение Мирового океана и особенно морей Российской Арктики, основную часть года покрытых льдом и недоступных для исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ № 19-17-00234-П, в рамках Государственного задания ИО РАН на 2022–2023 гг. по теме № FMWE-2021-0006 осуществлялось обобщение полученных данных.

Литература.

1. Лисицын А. П. Атмосферная и водная взвесь как исходный материал для образования морских осадков // Труды Института океанологии. Том XIII, 1955. С. 16–22.
2. Лисицын А. П. Осадкообразование в океане и взаимодействие геосфер Земли / Мировой океан. Т. II. Физика, химия и биология океана. Под общ. ред. чл.-корр. РАН Л.И. Лобковского и академика Р.И. Нигматулина. М.: Научный мир, 2014. С. 331–571.
3. Лисицын А. П., Новигатский А. Н., Шевченко В. П., Клювиткин А. А., Кравчишина М. Д., Филиппов А. С., Политова Н. В. Рассеянные формы осадочного вещества и их потоки в океанах и морях на примере Белого моря (результаты 12 лет исследований) // Доклады Академии наук. 2014. Т. 456. № 3. С. 355–359.
4. Лисицын А. П., Новигатский А. Н., Клювиткин А. А. Сезонная изменчивость потоков осадочного вещества в Белом море (бассейн Северного Ледовитого океана) // Доклады Академии наук. 2015. Т. 465. № 2. С. 229–234.
5. Лисицын А. П., Новигатский А. Н., Алиев Р. А., Шевченко В. П., Клювиткин А. А., Кравчишина М. Д. Сравнительное изучение вертикальных потоков взвеси из водной толщи, скоростей осадкообразования и абсолютных масс донных осадков в Белом море (бассейн Северного Ледовитого океана) // Доклады Академии наук. 2015. Т. 465. № 4. С. 489–493.

6. Лисицын А. П., Новигатский А. Н., Шевченко В. П., Кловиткин А. А., Кравчишина М. Д., Политова Н. В. Динамика основных компонентов потоков рассеянного осадочного вещества в Белом море // Доклады Академии наук. 2017. Т. 472. № 6. С. 605–617.

7. Леин А. Ю., Кравчишина М. Д., Политова Н. В., Саввичев А. С., Веслополова Е. Ф., Мицкевич И. Н., Ульянова Н. В., Шевченко В. П., Иванов М. В. Трансформация взвешенного органического вещества на границе вода-дно в морях Российской Арктики (по изотопным и радиоизотопным данным) // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 2. С. 115–145.

К. Ю. Оленова, В. А. Агаханова, А. А. Ваганова

ФГБУ «ВНИГНИ», Филиал «Апрелевское отделение ВНИГНИ», Московская область

ПУСТОТНОЕ ПРОСТРАНСТВО ГЛЕНДОНИТОВ В СРЕДНЕЮРСКИХ – НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ В РАЗРЕЗЕ ПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ СКВАЖИНЫ НОВОЯКИМОВСКАЯ 1 (ЗАПАДНЫЙ ТАЙМЫР)

Изучение глендонитов проводилось в разрезе параметрической скважины Новоякимовская 1, расположенной в западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба (ЕХРП), методами, включающими визуальное описание в керне, исследование образцов под стереомикроскопом, прокрашенных петрографических шлифов в оптическом микроскопе, образцов со свежим сколом и прозрачно-полированных препаратов в растровом электронном микроскопе с применением энергодисперсионного детектора (РЭМ). Исследования выполнены в лабораториях Апрелевского отделения ВНИГНИ. Стратиграфическое расчленение отложений проведено по результатам палеонтологических исследований.

Глендониты, псевдоморфозы кальцита по икаиту ($\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), традиционно считаются индикаторами холодных палеоклиматических обстановок [1, 2, 3]. Кристаллизации метастабильного икаита способствует сочетание низких температур (≤ 4 °С в естественной морской осадочной области) и химических ингибиторов, предотвращающих образование более стабильных полиморфов карбоната кальция. Такими химическими ингибиторами выступают, например, анаэробное окисление метана, бактериальное восстановление сульфата – процессы, создающие высокую щелочность и высокие концентрации фосфатов и/или сульфатов. При повышении температуры икаит становится неустойчив и превращается в кальцит [4].

Глендониты установлены в широком стратиграфическом диапазоне разреза скважины: в точинской свите средней юры (интервал выноса керна 4800–5020 м), сиговской (глубина 4440–4498,2 м), яновстанской (глубина 3810–4039,1 и 4053–4100 м) свитах верхней юры и в суходудинской свите (глубина 3060–3160 м) нижнего мела. Глендониты в яновстанской и суходудинской свитах отмечаются впервые на данной территории, хотя в более древних интервалах юры от аалена до кимериджа глендониты в западной части ЕХРП постоянно указывались в публикациях и отчётах начиная с 60-х годов [1, 5, 6]. Глендониты распространены по разрезу скважины неравномерно: в

точинской свите и нижней части сиговской свиты их находки многочисленны, выше по разрезу, в яновстанской свите и нижней части суходудинской свиты, присутствуют значительно реже. В верхней части вскрытого керном разреза, представленным яковлевской (глубина 1950–1998 м) и верхней частью суходудинской свиты (глубина 2450–2710 м), глендониты не обнаружены.

Породы, в которых развиваются глендониты, во всех свитах представлены одинаковыми литотипами: алевролитами глинистыми, неравномерно песчаными, песчанистыми, аргиллитами алевритовыми и аргиллитами, в разной степени биотурбированными. Частота встречаемости глендонитов в керне достигает 1 экземпляра на 0,1–1 м. Глендониты коричневатого-серого, серого цвета. Форма довольно разнообразная: изометричная, призматическая, удлиненная, коническая, лапчатая, звездообразная, конусовидная, рагулькообразная, овально-вытянутая, угловатая, полукруглая. Размеры видимых в керне частей изменяются от 5 мм до 9 см (выходят за пределы керна). Глендониты присутствуют в виде отдельных включений, а также иногда приурочены к внутренней части конкреций. Конкреции округлой, овально-вытянутой, сферической формы, по составу карбонатные (сложены кальцитом, в меньшей степени сидеритом), реже частично окремненные, пиритизированные, с зональным строением, размером от 1,5 до 8 см.

Структура глендонитов кристаллическая, они сложены кристаллами кальцита удлиненной (размером до 2х0,5 мм), реже изометричной формы (размером до 0,7х0,6 мм), а также кристаллами довольно причудливых форм, напоминающих рисовые зерна или гранулы, как хаотично располагающиеся в теле глендонитов, так и образующие веерообразные и крестообразные сростки. При этом прослеживается несколько последовательных стадий образования кристаллов кальцита, различающихся по морфологии и химическому составу. В структуре глендонитов присутствует различное количество терригенного материала: преимущественно зерна кварца, корродированные, нередко замещенные по периферии кальцитом. Пелитовый материал включен непосредственно в зерна кальцита, часто подчеркивает их рост. По границам, обогащенным глинистым, карбонатно-глинистым пелитовым материалом можно проследить этапы замедления и/или кратковременной остановки роста глендонитов.

Выявлено несколько типов пустотного пространства в глендонитах (Рисунок).

Во-первых, это межкристаллические поры, имеющие довольно крупные размеры – до 600х400 мкм. По стенкам таких пустот выявлены кристификационные каемки, сложенные таблитчатыми кристаллами доломита, частично или полностью цементирующими пустотное пространство. По-видимому, образование доломита связано с поздними процессами привноса Mg-содержащих растворов.

Во-вторых, по всему объему глендонитов распределены многочисленные внутрикристаллические поры, обладающие размерами от менее 1 до 6 мкм, угловатой правильной формы. Образованы данные пустоты, скорее всего, в результате потери

икаитом воды при переходе в кальцит. Произведен анализ структуры внутрикристаллических пор при помощи программного модуля SIAMS 800 «Керн С7 Панорама». Измерение размерных характеристик выполнялось по двум цифровым изображениям, полученным в РЭМ, площадью 0,0417 и 0,00304 мм². Доля внутрикристаллических пор составила 3,33 и 3,46% соответственно, количество проанализированных пор 907 и 265 штук. Гистограммы распределения пор по количеству имеют бимодальный характер с неявно выраженным третьим пиком. Размеры пор для анализа на первом изображении составили от 0,4 до 6 мкм, на втором – от 0,1 до 2,5 мкм. Наибольший вклад в общий объем пористости вносят поры размером более 1 мкм. По количеству доминируют поры размером 0,1–0,3 мкм.

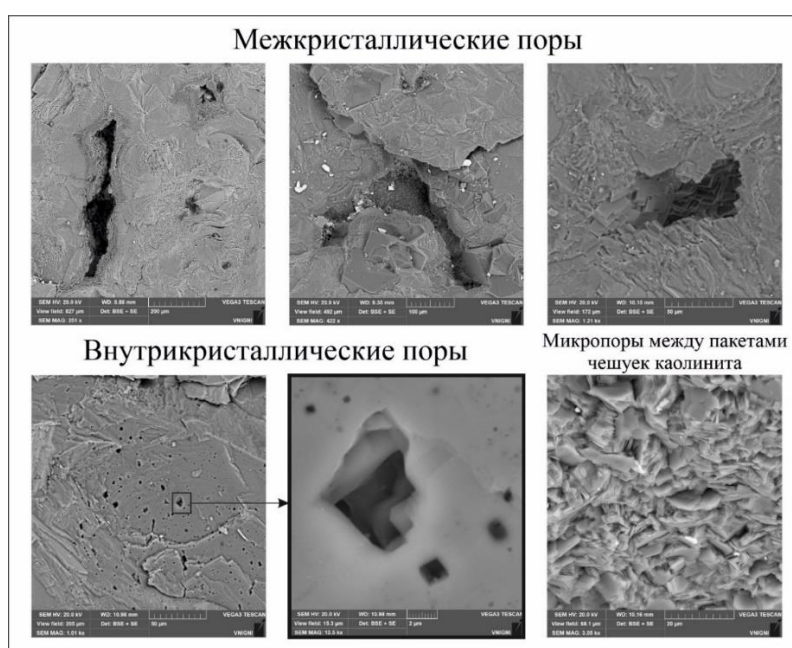


Рисунок. Типы пустотного пространства в глендонитах. Фотографии РЭМ в режиме микширования (смешивания сигналов) отраженных (BSE) и вторичных (SE) электронов.

В структуре глендонитов нередко присутствуют линзы неправильной округлой, овально-вытянутой формы, выполненные аутигенным каолинитом. По размерам данные участки сопоставимы с размерами межкристаллических пор – достигают 600x400 мкм. Третий тип пустотного пространства, связанного с глендонитами, представлен микропорами между пакетами чешуек каолинита, размером от менее 1 до 3 мкм, реже до 10 мкм.

Кроме того, в теле глендонитов равномерно распределены субизометричные, овальной, округлой формы сгустки органического вещества (ОВ), размером до 50 мкм.

Породы, вмещающие глендониты, обладают низкими величинами фильтрационно-емкостных параметров. Значения пористости алевролитов глинистых,

неравномерно песчаных, песчанистых, аргиллитов алевритовых и аргиллитов по данным петрофизических исследований изменяются от менее 1 до 10 %, реже увеличивается до 13 %. Значения проницаемости в среднем не превышают 1 мД. Пористость в данных литотипах приурочена к микропорам в глинистом матриксе.

Таким образом, в результате проведенной работы в широком стратиграфическом диапазоне разреза Новоякимовской параметрической скважины 1, в точинской свите средней юры, сиговской, яновстанской свитах верхней юры и суходудинской свите нижнего мела, в интервале глубин 3060–5020 м, установлены глендониты, при этом в яновстанской и суходудинской свитах глендониты встречены впервые в западной части ЕХРП. В глендонитах выявлено несколько типов пустотного пространства: более крупные межкристаллические поры, мелкие внутрикристаллические поры, микропоры между пакетами чешуек каолинита. В отдельных крупных пустотах отмечается крустификация кристаллами доломита. Также в изученных глендонитах встречено ОВ в виде равномерно распределенных сгустков. Породы, вмещающие глендониты, обладают низкими величинами фильтрационно-емкостных параметров.

Литература

1. Rogov M., Ershova V., Vereshchagin O. et al. Database of global glendonite and ikaite records throughout the Phanerozoic // *Earth Syst. Sci. Data*. 2021. V. 13. P. 343–356.
2. Каплан М. Е. Псевдоморфозы кальцита (псевдогайлуссит, яроуит тинолит, глендонит, геннойши, беломорские роговицы) в осадочных породах: происхождение псевдоморфоз // *Литол. Шахтер. Ресурс*. 1980. № 14. С. 623–636.
3. Tollefsen E. Balic-Zunic, T., Mörth CM. et al. Ikaite nucleation at 35 °C challenges the use of glendonite as a paleotemperature indicator // *Sci. Rep.* 2020. V. 10. P. 1–10.
4. Vickers M. L., Lengger, S. K., Bernasconi, S. M. et al. Cold spells in the Nordic Seas during the early Eocene Greenhouse // *Nat. Commun.* 2020. V. 11. P. 1–12. <https://www.nature.com/articles/s41467-020-18558-7>.
5. Рогов М. А., Захаров В. А., Мельников П. Н., Соловьев А. В. Биостратиграфия пограничных отложений юры и мела по моллюскам в параметрической скважине Новоякимовская-1 (Енисей-Хатангский прогиб) // *Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы Одиннадцатого Всероссийского совещания*. Томск: Издательство Томского государственного университета, 2022. С. 223–226.
6. Байбародских Н. И., Бро Е. Г., Гудкова С. А., Карцева Г. Н., Накаряков В. Д., Ронкина З. З., Сапир М. Х., Сороков Д. С. Расчленение юрских и меловых отложений в разрезах скважин, пробуренных в Усть-Енисейской синеклизе в 1962-1967 гг. // *Учёные записки НИИГА, сер. Регион. Геология*. 1968. вып. 12. С. 5–24.

Т. Н. Пинчук

Кубанский государственный университет, Краснодар

КОНКСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗАПАДНО-КУБАНСКОГО ПРОГИБА

В рамках доизучения среднемиоценовых отложений Западно-Кубанского прогиба (ЗКП) был исследованы разрезы скважин, представленные терригенными и карбонатными породами по площадям Кудако-Киевской, Усть-Чекупской, Абинской, Абино-Украинской, СГ-12000 и другим. Конкские отложения распространены

прерывистой полосой вдоль северного склона Западного Кавказа от р. Пшеха до Анапских плавней.

В бассейне р. Анапки отложения конки сложены органогенными и оолитовыми известняками с прослоями рыхлого раковинного детрита (карьер у с. Чембурка) с раковинами моллюсков *Ervilia pusilla trigonula* Sok., *Dosinia* sp., *Lucina* sp., *Mytilaster incrassatus* (Orb.), *Mohrensternia inflata hydrobioides* Hilb., *Bittium* ex gr. *reticulatum* (Costa), и др., мощностью 1,5–2 м.

На Кудако-Киевской, Усть-Чекупской площадях караганские отложения представлены керном в скв.1 и 2 породы сложены чередованием известковистых глин с прослоями детритусовых песчаников. В глинах найдена микрофауна *Saccamina* aff. *vulgaris* Bogd., *Quinqueloculina* sp., *Q. gracilis* Karrer, *Q. aff. schweyeri* Bogd., *Q. consobrina consobrina* Orb., *Nonion bogdanowichi* Vol, *Elphidium* ex gr. *macellum* (F. et M.), *E. joukovi* Ser., *Cibicides* aff. *konkensis* Bogd. моллюски: *Ervilia trigonica* Sok., и *Spirialis* sp., личиночные плециподы и отолиты рыб.

На Северо-Крымской и Абино-Украинской площадях конкские отложения представлены глинами с прослоями известняков и мергелей, керном охарактеризованы в скв.82 и скв.91, где были найдены моллюски *Spirialis konkensis* Zhizh и фораминиферы *Discorbis urupensis* Krash., *Globigerina bulloides* Orb., *Gl. triloculinoidea* Plummer, *Hastigerina micra* (Cole), отолиты рыб, радиолярии, личиночные пелециподы, остракоды. Мощности конкских отложений не превышают 20м в разрезах скважин.

Восточнее по южному борту ЗКП отложения конки не обнажены и встречены только на выходах по р.Убин и р. Пшеха (южнее устья р.Гольшка). В полосе выходов на поверхность они сложены песками и глинами с тонкими слоями известняков и мергелей. К западу, от р. Убин, конка выражена в основном раковинными и оолитовыми известняками и глинами с фауной фолад и мелкими пелециподами. К северу от полосы выходов конские слои фациально изменяются, они на всей территории представлены в основном глинами серыми, иногда зеленоватыми, карбонатными, песчанистыми с тонкими прослоями песков и мергелей, очень сходными по литологическому составу с отложениями сармата и карагана. Мощность 10–20 м. Вскрыты конкские образования в разрезе скважин представлены глинами серыми, слоистыми, местами песчанистыми с редкими прослоями доломитизированных мергелей. В сводах антиклинальных складок и в сокращенных разрезах южного борта ЗКП конка нередко залегает трансгрессивно на карагане или более древних миоценовых образованиях и содержит прослой гравелитов и мелких конгломератов. На погружении в прогиб конкские образования хорошо выделяются в разрезе скважин по повышенным реперным сопротивлениям и освещены керном на многих площадях, сложены карбонатными глинами с прослоями мергелей и с фауной фораминифер: *Quinqueloculina* ex gr. *consobrina* Orb., *Q.akneriana* Orb., *Nodobaculariella* cf. *sulcata* (Reuss), *Discorbis* aff. *austriaca* Orb., *Nonion granosus* (Orb.), *Elphidium* ex gr. *macellum* (F. et M.), *E. kudakoensis* Bogd., *Florilus boueanus* (Orb.), *Bolivina*

dilatata Reuss, *Bolivina punctata* (Orb.), *Bulimina elongata* Orb., *Globigerina* sp., *Chiloguembelina* sp., остракоды: *Leptocythere* sp., радиолярии *Cenosphaera* sp.

На Северо-Ахтырской площади керн из конкских отложений представлен известковистыми глинами с прослоями ракушняков и мергелей. Породы содержат богатый комплекс раковин моллюсков: *Spaniodontella pulchella* Baiky, *S.tapesoides* Andrus., *Spirialis* sp.cf., *Mohresternia* sp., *M.cf.inflata* Andruss., *M.pseudosarmatica* Fric., *Cerithium* gen. indet., *Ervilia* sp., *E. cf. praepodolica* Andruss., *Cardium* cf., *Cerithium* cf., *Rissoa sublachesis* Zhizh., *Hydrobia pseudocaspia* Sinz., *Sandbergeria sokolovi* Andruss. И разнообразный комплекс фораминифер: *Miliolina* aff. *dilatata* (Orb.), *M. aff. ludvigi* (Reuss), *Quinqueloculina* ex gr. *consobrina* Orb., *Articulina* aff. *elongata* (Karrer) var *konkensis* Bogd., *Nodosaria* cf., *Nonion punctatus* (Orb.), *N.granosus* (Orb.), *Elphidium* ex gr. *macellum* (F.et M.), *E. kudakoensis* Bogd., *E. striatopunctatum* (F.et M.), *Buliminella elegantissima* (Orb.), *Bulimina* sp., *Angulogerina* sp., *Bolivina* sp., *Discorbis* sp., *Ammonia* ex gr. *beccarii* (L.), *Cassidulina* sp., редкие остракоды, отолиты и кости рыб, личиночные пелециподы, и переотложение из палеогена. В осевой зоне ЗКП конкские отложения представлены известковистыми глинами с примесью песчано-алевритового материала, мощностью 15–20 м (Анастасиевско-Троицкая, Марьянская и Курчанская пл.). В нижней части конки встречаются моллюски *Abra*, *Corbula*, многочисленные спирателлы и фораминиферы *Articulina cubanica* Bogd., *Neobulimina elongata* (Orb.), *Bolivina* sp., *Elphidium kudakoensis* Bogd. и др. В верхней части отмечен обедненный комплекс фораминифер с преобладанием *Elphidium* и редкими мелкими раковинами *Spiratella* и *Abra*. В разрезе Кубанской 12000 (инт. 2606–2626 м) осадки конкского яруса представлены переслаиванием тонких прослоев глин, песчаников и известняков. Глины темно-серые, известковистые, слюдистые, слоистые, хрупкие. Песчаники светло-серые сильно известковистые, мелкозернистые, с многочисленными включениями обломков фауны и флоры. Слойки от 0,1 до 0,6 м. Встречены редкие прослой светло-коричневых глинистых известняков и мергелей желтовато-белых, доломитизированных и мелкий трудноопределимый детрит раковин фораминифер: *Ammonia beccari* (L.), *Discordis kartvelicus* Krasch., *Bolivina* sp., *Globigerina* sp., моллюсков *Spirialis* aff. *andrussovi* Kittl., также оолиты и личиночные гастроподы. По северному борту ЗКП конкские отложения в разрезах скважин обычно выделены вместе с караганскими, или иногда, условно выделяются в подошве нижнего сармата. Для конкских отложений характерно переслаивание известковистых алевритистых глин, с тонкими прослоями мергелей и известняков. На Прибрежной площади был поднят керн из конкского интервала (скв. 3, 250), где были подняты глины серые и темно-серые, слоистые, известковистые, с тонкостенными раковинами остракод, пелеципод и комплексом фораминифер *Neobulimina elongata* Orb., *Elphidium* sp., *Quinqueloculina* sp. Мощность конкских отложений в разрезе скважин от 8–10 м до 20 м. Контакт с нижним сарматом согласный, он отбивается по хорошо выраженному на каротажных диаграммах «конкскому реперу».

По минералогическому составу конский бассейн характеризуется сносом обломочного материала с севера Русской платформы и с юга Кавказских островов. характерны рудные минералы (ильменит, магнетит), а также циркон, гранат, турмалин, рутил, которые поступали при размыве поднятий кавказских островов. зерна дистена и ставролита, силлиманита, в незначительном количестве встречаются в ЗКП, но постоянно. широко распространены слюды и хлориты почти во всех осадках. по южному борту прогиба отмечен эпидот, в районах размывных магматических и метаморфических пород юры Кавказских поднятий. кварц отмечен в больших концентрациях почти во всех породах как окатанный, так и полуокатанный. полевые шпаты чаще представлены разрушенными зернами (ортоклаз, микроклин, кислый плагиоклаз) и в малом количестве. Аутигенные минералы представлены зернами пирита, сидерита, лимонита.

Полученные данные при исследовании разрезов конских отложений по скважинам ЗКП показала, что несмотря на малые мощности от 20 до 38 м, выделяются две фациальные зоны, близкие к сартаганским и веселянским слоям южной Украины. Нижние «сартаганские» слои характеризуются полигалинным комплексом фораминифер и моллюсков (Благовещенская, Северо-Ахтырская площади). Верхние «веселянские» слои (Кудакинская площадь) отличаются обедненным комплексом фораминифер с преобладанием нонионов и эльфидиумов.

По литологическому и палеокомплексам моллюсков и фораминифер накопление в Западно-Кубанском прогибе проходило в глубоководных и сублиторальных условиях морского бассейна, прибрежно-мелководных отложений по разрезам скважин не найдено.

Работа выполнена в рамках гранта РФФ 22-17-00047.

Литература

1. Белуженко Е. В., Пинчук Т. Н. Стратиграфия среднемиоценовых- эоплейстоценовых отложений Западно-Кубанского краевого прогиба //Проблемы геологии, геоэкологии и минерагении Юга России и Кавказа / Материалы V Междунар. научн. конф., 28 апреля 2006 г. / Юж.-Рос. гос. техн. ун-т (НПИ). Новочеркасск: ООО НПО Темп. Т. 1. С. 59–78.
2. Пинчук Т. Н., Кодаш А. С. Палеогеографические реконструкции неогеновых бассейнов Западного Предкавказья. // Материалы LXI сессии Палеонтологического общества «Современные проблемы палеонтологии», Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ. 2015. С. 86–88.

В. И. Попков, И. В. Попков, И. Е. Дементьева

Кубанский государственный университет, Краснодар

ЛИТОЛОГИЯ ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО БОРТА ЮЖНО-МАНГЫШЛАКСКОГО ПРОГИБА

Наиболее древние отложения триаса вскрыты на Узеньском поднятии скважиной 115 в интервале глубинт4250–4450 м (забой). Керновым материалом эта часть разреза освещена слабо. Судя по незначительным выносам керна, в его строении преобладают

красноцветные грубозернистые терригенные породы (песчаники, алевролиты). Вскрытая мощность отложений составляет 200 м. На основании положения в разрезе и сходства с долинапинской свитой Горного Мангышлака предполагается индский возраст данной толщи. Глубоким бурением ее отсутствие доказано на поисково-разведочных площадях, расположенных в юго-западной части Жетыбай-Узеньской ступени (площади Баканд, Сакудук, Южный Жетыбай, Бектурлы, Придорожная, Жетыбай, Западный Жетыбай и Северо-Западный Жетыбай).

Выше залегает мощная монотонная пестроцветная толща, сложенная аргиллитами, туфоаргиллитами с маломощными прослоями алевролитов, мелко-среднезернистых песчаников, карбонатных пород (интервал 2683–4250 м). В верхах разреза появляются прослои зеленовато-серых туфов и туффитов, основная масса которых заменена глинистыми минералами или слабо раскристаллизованным глинисто-кремнистым веществом.

Раннетриасовый возраст этой толщи обоснован находками фауны и флоры [1–4]. В скважине Узень-115 (интервал глубин 2901–2911 м) в верхней части разреза обнаружены аммониты *Dorikranites bogdoanus* (Buch), датирующие вмещающие отложения как позднеоленинские (самые низы). Мощность толщи в пределах Жетыбай-Узеньской ступени колеблется от 250 м (скважина Придорожная-2) до 1567 м (скважина Узень-115). Столь большая мощность пестроцветной толщи в последней скважине, возможно, не соответствует истинной, поскольку углы напластования пород составляют здесь 55–70°.

Возраст подстилающей грубозернистой толщи предположительно индский.

На перечисленных выше площадях южной и западной частей Жетыбай-Узеньской ступени, где данные отложения залегают с размывом на палеозойских образованиях, в основании толщи выделяется базальная пачка мощностью 20–30 м. В ее составе преобладают грубозернистые породы с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов, содержащими плохоокатанные и слабоотсортированные обломки подстилающих магматических и метаморфических пород палеозоя.

Карбонатно-терригенная толща, залегающая с размывом на подстилающих отложениях, сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, известняками. Во всех литологических разностях отмечается постоянная примесь вулканогенного материала. Подчиненное значение имеют отдельные маломощные прослои туфов. Окрашены породы в темно-серые, серые, зеленовато-серые цвета. Песчаники и алевролиты по составу полимиктовые, аркозовые, меньше известковистые. Многочисленные прослои известняков представлены обломочными, детритовыми, кристаллическими, пелитоморфными, доломитизированными и песчанистыми разностями.

Возраст отложений, благодаря многочисленным находкам аммоноидей, уверенно датируется как позднеоленинский [1, 2, 4]. В северном и восточном направлениях мощность толщи заметно возрастает, достигая 828 м на Тенгинском поднятии (скважина

№ 52) и 1043 м на Узени (скважина № 113), при одновременном повышении глинистости разреза, сопровождающимся ухудшением коллекторских свойств пород. Отсутствие отложений в разрезе установлено в районе Северо-Западного Жетыбая, площадей Придорожная, Саукдук и Баканд.

На отложениях нижнего триаса с размывом залегает вулканогенно-доломитовая толща среднего триаса. Характерной ее особенностью толщи является широкое развитие в ее составе оолитово-комковатых и оолитово-обломочных доломитов, переслаивающихся с туфогенными прослоями, органогенно-детритовыми и микрозернистыми известняками [5]. Оолитово-обломочные доломиты темно-серого цвета, неравномерно пропитаны битумом. Присутствуют единичные окатанные обломки эффузивов, кремнистых пород (0,2–0,7 мм). Многочисленные микростилолитовые швы выполнены глинисто-битуминозным веществом.

Основная масса органогенно-детритовых известняков сложена кальцитизированными раковинами пелеципод, фораминифер и гастропод, водорослевым детритом, изредка мелкозернистым кальцитом и кремнеземом. В нижней части толщи увеличивается роль туфогенных пород, органогенно-детритовых и капролитовых известняков.

Согласно фаунистическим находкам, возраст вулканогенно-доломитовой толщи, а также описываемых ниже трех последующих толщ, датируется как среднетриасовый [1–4]. На наблюдаемое ныне площадное распространение толщи в значительной мере повлиял предъюрский размыв: ее отсутствие доказано в северной половине Жетыбай-Узеньской ступени и практически на всей территории Кокумбайской моноклинали. В местах, не затронутых размывом, мощность толщи составляет 230 м.

В строении известняково-вулканогенной толщи среднего триаса важное значение приобретают вулканокластические породы, чередующиеся с известняками, среди которых выделяются как оолитово-комковатые и оолитово-обломочные, так и органогенно-детритовые, полидетритовые, шламовые разности. Подчиненную роль играют песчаники, аргиллиты и доломиты. Мощность толщи в районах, не затронутых предъюрским размывом, колеблется от 50 до 107 м.

Вышележащая вулканогенно-известняковая толща представлена в основном органогенно-детритовыми и шламовыми известняками с прослоями, обогащенными вулканогенным материалом. В середине толщи его содержание заметно возрастает. Органогенно-детритовые известняки по составу остракодовые, спонголитовые, остракодово-спонголитовые, полидетритовые с детритом и целыми формами остракод, спикул, харовых, нитеподобных водорослевых форм [5]. Туфы кристалло-витрокластические, реже пепловые. Туффиты отличаются от туфов примесью доломитовых комков и органогенного детрита.

От предъюрского размыва эта часть разреза сохранилась лишь в юго-западных и южных районах Жетыбай-Узеньской ступени, где ее мощность достигает 300 м.

Завершает разрез среднего триаса вулканогенно-аргиллитовая толща, представленная неравномерно переслаивающимися туфоаргиллитами, аргиллитами с редкими прослоями кристалло- и витрокластических туфов, единичными прослоями туфопесчаников и известняков. В сохранившихся от размыва разрезах мощность толщи составляет 80–160 м.

В составе трансгрессивно налегающих отложений верхнего триаса выделяется три толщи (снизу вверх): туфогенно-терригенная, песчаниково-аргиллитовая и аргиллито-песчаниковая.

Туфогенно-терригенная толща сложена разнозернистыми песчаниками и туфопесчаниками, туфоалевролитами и туфоаргиллитами. В ее основании выделяется песчано-гравеллитовая пачка мощностью от 20–30 до 70 м. В составе кластического материала присутствуют обломки магматических и метаморфических пород палеозоя слабой окатанности (вплоть до остроугольных обломков) и размером до 2–3 см. Все это указывает на базальный характер пачки, фиксирующей начало нового цикла седиментации. Учитывая, что эта пачка имеет региональное распространение, а также слабую палеонтологическую охарактеризованность этой части разреза, по ее подошве было предложено проводить границу между средним и верхним отделами триаса [6].

Сменяющая ее песчаниково-аргиллитовая толща характеризуется сравнительно равномерным чередованием серых и темно-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов при преобладании последних. Отличительной особенностью толщи является отсутствие в ее составе вулканогенного материала. Мощность отложений достигает 440 м.

Завершает разрез верхнего триаса аргиллито-песчаниковая толща. Присутствие ее в разрезе доказано лишь после разбуривания поднятий Баканд, Пионерская и Сакудук, расположенных в зоне сочленения Жетыбай-Узеньской ступени и Жазгурлинской депрессии. Максимальная вскрытая мощность ее 286 м (скважина Пионерская № 4). По сравнению с нижележащей толщей отмечается погрубление материала с преобладанием терригенных пород псаммитовой размерности.

В триасовом разрезе содержатся скопления нефти и газа. Основные запасы сосредоточены в карбонатно-терригенной, вулканогенно-доломитовой, известняково-вулканогенной и вулканогенно-известняковой толщах. В верхнетриасовом разрезе промышленные скопления углеводородов открыты преимущественно в грубообломочной базальной пачке.

Благодарности. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00037.

Литература

1. Алексеева Л. В., Виноградова К. В., Цатурова А. А. Стратиграфическое расчленение триасовых отложений Южного Мангышлака // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 66. Вып. 4. С. 37–43.
2. Липатова В. В. Проект стратиграфических схем триасовых отложений Мангышлака и Устюрта // Стратиграфия и палеонтология триасовых отложений Мангышлака и Устюрта. М.: ВНИГНИ, 1984. С. 33–56.

3. Попков В. И., Попков И. В. Литодинамические комплексы палеозоя запада Туранской плиты // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Том 2. ЛП Тектоническое совещание. 28 января – 1 февраля 2020. М.: ГЕОС, 2020. С. 166–170.
4. Попков В. И., Письменная О. В. Литолого-стратиграфическое расчленение и корреляция триасовых отложений на Южном Мангышлаке // Изв. Вузов. Геол. и разведка. 1986. № 11. С. 3–11.
5. Чербянова Л. Ф., Попков В. И., Проняков В. А. Литологические особенности и коллекторские свойства триасового вулканогенно-карбонатного комплекса Южного Мангышлака // Геология нефти и газа. 1984. № 11. С. 55–59.
6. Попков В. И. Формационные особенности и перспективы нефтегазоносности доюрского осадочного комплекса Арало-Каспийского региона // Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1985. С. 252–253.

И. В. Попков, В. И. Попков, Т. Н. Пинчук, В. П. Чащкий
Кубанский государственный университет, Краснодар

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАНЕВСКО-БЕРЕЗАНСКОЙ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДА СКИФСКОЙ ПЛИТЫ

Каневско-Березанская структурно-фациальная зона простирается на суше от Каневской площади до Некрасовской. Северо-западным её продолжением в Азовском море являются Бейсугская и Морская антиклинальные зоны. Она линейно вытянута, протяженностью более 300 км при ширине в Азовском море 5–7, а в Западном Предкавказье – 13–17 км.

Наиболее полный и непрерывный разрез верхнего и частично среднего триаса вскрыла скв. 40 Челбасская, а скв. 1 Каневская – фрагмент нижнего и среднего отделов. В скв.1 Каневской под нижним мелом залегают отложения березанской серии. Бузиновская свита сложена тонким чередованием глинистых известняков, мергелей и известковистых аргиллитов. Выше согласно залегает каневская свита, представленная массивными известняками с прослоем известняковой конгломерато-брекчии. Мощность свиты 26 м. Завершается разрез серии выселковской свитой, состоящей из переслаивающихся глинистых известняков, мергелей и известковистых аргиллитов, вскрытая мощность которых составляет 93 м. Мощность серии в этой скважине более 135 м. Возраст её принят как позднеиндский-анизийский на основании сходства литологической характеристики и строения разреза с обнажающимися подобными отложениями на Северном Кавказе [1].

Соседняя скв. 202 Бейсугская вскрыла под нижним мелом березанскую серию и углубилась в неё на 90 м. Разрез её сложен сланцеватыми мергелями, претерпевшими локальный динамометаморфизм. Породы перемятые, трещиноватые, секутся прожилками кальцита и кремнистого вещества. Угол падения слоев 70°.

Аналогичный разрез под нижним мелом вскрыла скв. 1 Березанская (Выселковская опорная), который представлен локально метаморфизованными

мергелями, состоящими на 60–70 % из мелких зерен кальцита. Среди сланцев присутствует пласт толщиной 9 м, сложенный чередующимися доломитами и доломитизированными базальтами.

Скв. 1 Бриньковская, пробуренная в 6,6 км на юго-запад от скв. 202 Бейсугской, вскрыла под нижним мелом базальты с прослоями известняков (157 м), которые подстилаются массивными известняками (более 17 м). Неполная мощность разреза березанской серии составляет 174 м. Возможно, массивные известняки представляют каневскую свиту раннеанизийского возраста. Такие же базальты вскрыты на юге Бейсугской площади скв. 5 под нижним мелом.

Дополнительные сведения о строении и литологии березанской серии дают скважины, пробуренные в Азовском море. В скв. 2 на поднятии Морская-I серия разделана глинистым слоем толщиной 4 м на две части. Нижняя сложена тонким чередованием глинистых известняков, мергелей и известковистых аргиллитов, среди которых встречаются прослой алевролитов. Вверх по разрезу возрастает роль аргиллитов и глинистых мергелей и появляются редкие прослой полимиктовых песчаников с рассеянным гравием. Неполная мощность нижней пачки 145 м, угол падения слоев 10–15°.

Верхняя пачка состоит из тонкого чередования глинистых мергелей и известковистых аргиллитов, а также подчиненных им мергелей и песчаников. Мощность пачки 58 м, угол падения слоев 20–30°. Возрастающая глинистость пород верхней пачки сближает её с верхнеанизийскими-нижнеладинскими отложениями Северного Кавказа [1].

В скв. 224, 225 площади Небольшой березанская серия сложена чередованием глинистых известняков, мергелей и известковистых аргиллитов с редкими прослоями обломочных известняков, состоящих из фрагментов мелкозернистых, стустковых, комковатых и пелитоморфных карбонатных пород. Вскрытая мощность отложений 189 м.

Изучение разрезов березанской серии показывает, что верхняя её часть, залегающая выше горизонта массивных известняков, вероятно, относится к выселковской свите, в которой внизу присутствуют пласты базальтов, а вверху разрез сложен переслаивающимися глинистыми мергелями и известковистыми аргиллитами [2]. Такая тенденция характерна и для полных разрезов тхачской серии Северного Кавказа [1], завершающихся пачкой аргиллитов раннеладинского возраста.

На Челбасской площади скв. 40 вскрыла под крыловской свитой аргиллиты с прослоями базальтов и прошла по ним 408 м. В нижней части этого разреза (128 м) встречаются прослой песчаников, а в верхней (280 м) – тонкие прослой и линзы алевролитов. Мощности пластов базальтов изменяются от 6 м до 50 м. Аргиллиты кремнисто-гидрослюдистые, содержат криноидеи, фораминиферы и многочисленные

углистые остатки. Алевролиты полевошпат-кварцевые с кремнисто-гидрослюдистым цементом.

Скв. 25 Бейсугская под отложениями норийского яруса вошла в пачку переслаивающихся известковистых аргиллитов и песчаников и прошла по ней 53 м. В ней собрана многочисленная анизийская фауна. Эта пачка аналогична нижней части разреза скв. 40 Челбасской. Следовательно, возраст пачки может быть определен как анизийский-раннеладинский. В северной Иркиевско-Ладовской структурно-формационной зоне она принимает участие в строении верхней части староминской свиты [3, 4].

На аргиллитовой пачке трансгрессивно залегает крыловская свита, которая в скв. 40 Челбасской перекрывается нижненорийской камышеватской свитой. Сложена она внизу (112 м) преимущественно песчаниками, разделенными аргиллитами с прослоями алевролитов; в средней части (139 м) – переслаивающимися аргиллитами, алевропелитами и алевролитами с редкими прослоями песчаников; сверху (48 м) – андезитами. Общая мощность свиты 299 м. Другие скважины на этой площади вскрыли крыловскую свиту под нижним мелом и углубились в неё на 52–64 м. В скв. 5, расположенной южнее, разрез сложен радиоляриевыми аргиллитами с частыми маломощными прослоями дацитов.

На Каневской площади наиболее полный разрез крыловской свиты вскрыла скв. 46. Сложен он неравномерным переслаиванием аргиллитов и алевролитов, местами переходящих в песчаники. Вскрытая мощность отложений 110 м.

Фрагменты разреза крыловской свиты вскрыты под нижним мелом скв. 7 Усть-Лабинской, скв. 2 и 5 Некрасовскими. В первой он сложен пластами песчаников и аргиллитов, переслаивающихся с алевролитами. Вскрытая мощность свиты 88 м. На Некрасовской площади наиболее полный разрез вскрыт в скв. 2. Внизу (86 м) он представлен переслаивающимися аргиллитами и алевролитами, а сверху (128 м) – аргиллитами. Общая мощность отложений 214 м. По каротажной и литологической характеристикам разрезы скв. 2 и 5 идентичны разрезу кровли крыловской свиты в скв. 2 Иркиевской [4].

На всех перечисленных выше площадях возраст крыловской свиты установлен по фауне как карнийский.

Норийские отложения прослежены на всём протяжении Каневско-Березанской зоны благодаря их литофациальной выдержанности. Камышеватская свита распространена локально на Западно-Бейсугской (скв. 1), Бейсугской (скв. 25, 30, 201) и Челбасской (скв. 40) площадях. Залегает трансгрессивно на палеозойских сланцах, отложениях анизийского яруса и крыловской свиты, а перекрывается бейсугской свитой, реже нижним мелом. Разрез её сложен в основании обломочными породами, которые в скв.1 представлены алевролитами. Толщина пласта изменяется от 2 до 13 м. Остальная часть свиты представлена аргиллитами и аргиллитоподобными глинами, которые

местами в кровле переслаиваются с алевролитами, содержащими прослой оолитовых известняков. Мощность её 25–70 м, а общая мощность свиты – 28–81 м. В скв. 1 в базальных слоях встречена фауна, которая характерна для верхов карния и низов нория.

Бейсугская свита вскрыта скважинами на Западно-Бейсугской (скв. 1, 2, 3 и др.), Бейсугской (скв. 1, 11, 25, 30), Челбасской (скв. 25, 40), Березанской (скв. 12), Некрасовской (скв. 1) и Северо-Некрасовской (скв. 1) площадях. Наиболее полные разрезы она имеет на первых трех площадях. По литологическим признакам она расчленена на две пачки: нижнюю, сложенную ритмичным чередованием пластов песчаников и аргиллитов, и верхнюю – преимущественно глинистую с тонкими прослоями и линзами алевролитов.

В основании нижней пачки обычно присутствует пласт, сложенный органогенно-обломочными известняками. Мощность пласта изменяется от 3–6 до 10 м. Среди аргиллитов нижней пачки на Западно-Бейсугской и Бейсугской площадях встречаются сидеритовые конкреции, а в кровле (скв. 30) отмечается тонкое чередование алевролитов, аргиллитов и органогенно-обломочных известняков. Мощность нижней пачки возрастает в западном направлении от 55 до 120 м. Верхняя пачка сложена аргиллитами и аргиллитоподобными глинами с прослоями и линзами алевролитов. Толщина ее изменяется от 22–34 до 78–92 м, а в скв. 1 Бейсугской достигает 545 м.

Мощность свиты на Западно-Бейсугской площади 154–196 м, Бейсугской – 102–574 м, Челбасской – 43–147 м. Залегает свита согласно на камышеватской свит, местами трансгрессивно на верхней части выселковской, содержащей прослой базальтов, а перекрывается нижней юрой или нижним мелом.

Известняки великовечненской свиты вскрыты под нижним мелом скв. 2 Братковской западнее Березанского поднятия и скв. 3 Северо-Брюховецкой площади. Вероятно, они залегают на бейсугской свите, погружающейся в сторону Тимашевской ступени. Известняки обеих скважин имеют очень высокую карбонатность, характерную для рифовых образований. В скв. 2 они обломочные и содержат фораминиферы, которые на Северном Кавказе встречаются на склонах норийских рифов [5, 6]. Вскрытая мощность свиты 112 м. В скв. 3 известняки массивные, сильно трещиноватые. Предполагается, что такие известняки распространены вдоль Каневско-Березанского вала и северной окраины Тимашевской ступени.

Таким образом, в Каневско-Березанская структурно-фациальной зоне разрез триаса представлен отложениями березанской серии, крыловской, камышеватской, бейсугской и великовечненской свит.

Благодарности. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00037.

Литература

1. Чашцкий В. П., Попков В. И., Попков И. В., Пинчук Т. Н. Триас Северного Кавказа // Геология, география и глобальная энергия. 2020. № 2 (77). С. 11–21.

2. Попков В. И., Попков И. В., Чаицкий В. П., Пинчук Т. Н. Формации и история развития триасовых осадочных бассейнов запада Скифской плиты. // От анализа вещества – к бассейновому анализу. Материалы 13 Уральского литологического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2020. С. 205–207.
3. Чаицкий В. П., Попков В. И., Попков И. В., Пинчук Т. Н. Структурно-формационное районирование отложений триаса Западного Предкавказья и Северного Кавказа // Новые идеи в науках о Земле. Материалы XV Международной научно-практической конференции. В 7-ми томах Том 1. М.: 2021. С. 174–177.
4. Попков В. И., Попков И. В., Пинчук Т. Н., Чаицкий В. П. Терригенная формация верхнего триаса запада Скифской платформы // Геология, география и глобальная энергия. 2022. № 1(84). С. 9–18. https://doi.org/10.54398/2077-6322_2022_1_9.
5. Бигун П. В., Пинчук Т. Н. Новые данные по стратиграфии и условиям формирования коллекторов триасовых отложений Западного Предкавказья // Сб. трудов ОАО СевКавНИПИГаз. Вып.40. Ставрополь, 2004. С. 10–43.
6. Попков В. И., Чаицкий В. П., Попков И. В., Пинчук Т. Н. Верхнетриасовая газоносная карбонатная формация Западного Предкавказья // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2020. Т.15. №2. http://www.ngtp.ru/rub/2020/13_2020.html. DOI https://doi.org/10.17353/2070-5379/13_2020/

В. В. Пустыльникова

ФГБУ «ВНИГНИ», Филиал «Апрелевское отделение ВНИГНИ», Московская область

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ДОЮРСКОГО КОМПЛЕКСА, ВСКРЫТОГО СКВАЖИНОЙ ЗАОЗЕРНАЯ 1 (ХМАО-ЮГРА)

Параметрическая скважина Заозерная 1 расположена на территории Тюменской области в Кондинском административном районе Ханты-Мансийского автономного округа-Югры. Бурение данной скважины осуществлялось по Государственному заданию Федерального агентства по недропользованию от 28.01.2020 г. с целью уточнения геологического строения Карабашской зоны в районе Заозерной площади, получения параметров для идентификации юрско-меловых и доюрских массивов, а также оценки перспектив их нефтегазоносности.

На территории бурения параметрической скважины Заозерная 1 по доюрским образованиям отмечается частое развитие кор выветривания с различной степенью преобразованности коренных пород, в некоторых случаях при их опробовании были получены притоки нефти (скв. Шугурская 1) и газа (скв. Карабашская 1). В целом отложения доюрского комплекса еще мало изучены и требуют дополнительного внимания, в связи с чем данный комплекс был включен в планы на проходку до 250 м при бурении Заозерной скв. 1 и его детальное изучение.

Доюрский комплекс параметрической скважины Заозерная 1 вскрыт по керну в интервале глубин 2752,97–2999,96 м, проходка составила 246,99 м. Литолого-петрографические исследования кернового материала, как массовые, так и детальные, были проведены в лаборатории литологии научно-аналитического центра Апрелевского

отделения ФГБУ «ВНИГНИ» в 2021-2022 годы, часть полученных результатов положена в основу данной работы.

Объемы проведенных исследований включают описание керна (232,6 м), описания шлифов (117 шт.), результаты рентгенофазового анализа (РФА) – 96 обр., рентгенофлюоресцентного анализа (РФЛА) - 85 обр., измерение общей карбонатности (239 обр.) и изучение с помощью растровой электронной микроскопии (РЭМ) – 12 обр.

Породы представлены туфами, лавами и лаво-брекчиями риолитов и рио-дацитов в различной степени палеотипно, метасоматически и послойно гипергенно измененных. В зависимости от типов пород, их структурно-текстурных характеристик, а также качества и степени их изменений, изученный разрез был расчленен сверху вниз на 10 пачек.

Ниже приводится краткая характеристика пачек по порядку сверху вниз.

Пачка 1 (2752,97–2753,78 м) представлена туфами кислого (среднекислого) состава гипергенно- и палеотипно-измененными. В верхней части (0,45 м) лапиллиево-пепловыми, кристалло-витро-литокластическими, бежевого, темно-бежевого цвета с однородной текстурой. В нижней части (0,36 м) с пеплово-лапиллиево-сферолитовой структурой и брекчиевидной текстурой. Туфы имеют кварц-каолинитовый состав, нижний слой туфов содержит до 21 % сидерита. По данным РФЛА породы по химическому составу можно отнести к средним (содержание SiO₂ от 63,7 до 48,2 мас. %), что, скорее всего, связано с гипергенными изменениями. Породы плотные, без признаков нефтегазоносности (НГН).

Пачка 2 (2753,78–2761,77 м) представлена риодацитами светло-бежевого цвета, послойно карбонатизированными, с микрозернистой, гранобластовой, пойкилобластовой и сферолитовой структурами. Флюидалной, участками пятнистой, текстурами. Кварц-полевошпатового состава с примесью карбонатного материала, распределенного неоднородно – послойно и пятнисто-гнездовидно. Верхняя часть интервала значительно каолинизирована (до 25 %) и сидеритизирована (до 20 %). В породе отмечаются включения сферолитов (от 0,5–1 мм до 5мм) кремнистого состава, распределенных цепочковидно, послойно и пятнистыми скоплениями. Породы в основном плотные, послойно тонкопористые, с залеченными трещинами, крепкие, без признаков НГН-ти.

Пачка 3 (2761,77–2862,77 м) - представлена риодацитами менее гипергенно измененными, но измененные палеотипно и метасоматически. Риодациты серовато-буроватого цвета, редко зеленоватого и серовато-свинцового оттенка. По составу кварцево-полевошпатовые с примесью глинисто-сланцевого материала. В поровом, каверновом и трещинном пространстве - хлорит, кальцит и органическое вещество (ОВ) в виде пленок. Структура пород послойно и пятнисто различная – участками от криптозернистой и фельзитовой (реликтовой), до микрозернистой, грано- и пойкилобластовой, а также агрегатной – сферолитовой. Текстура флюидалная,

участками (2846–2853 м) миндалекаменная. Миндалинки (1–1,5 мм) карбонатизированы и составляют от 6 до 15 % на породу. Вторичная текстура пород жилковатая за счет наличия тонких (1–2 мм), стадийно минерализованных, трещинок. Жилки белого цвета в центре, оконтурены более темным, буровато-коричневым, глинисто-слюдистым материалом, в них под микроскопом видны хорошо ограненные кристаллы кварца, растущие от стенок к центру, более поздние кристаллы кальцита и ОВ, занимающее межкристаллическое пространство. В центре жилок иногда отмечается свободное пространство. Порода послойно пористая, гидрофильная, крепкая, трещиноватая, участками породы катаклазированы, без признаков НГН.

Пачка 4. В пачку 4 объединены два интервала пород близких по генезису.

В интервале 2862,77–2863,84 м риолиты (риодациты) палеотипно- и метасоматически измененные, автобрекчированные, послойно беловато-зеленоватые, аналогичные вышеописанным, но более светлого цвета. Известковистость слабая послойная, редко в отдельных трещинках-жилках. Породы плотные, крепкие, сильно трещиноватые, признаков НГН нет.

В интервале 2863,84–2864,76 м – риолиты, гипергенно- и палеотипно-измененные, неравномерно окрашенные, серые, пёстрые, послойно зеленоватые, неоднородно карбонатизированные. Структура пород и обломков – скрытокристаллическая, послойно микро- и гранобластовая, сферолитовая. Текстуры флюидальные, пятнистые (с литофизами, выполненными как карбонатами – кальцитом и сидеритом, так и глинистыми минералами – каолинитом, серицитом, хлоритом, а также кремнисто-халцедон-кварцевым материалом), участками нарушенные – брекчиевидные. Состав пород кварц-полевошпатовый с каолинитом (до 4 %), послойно слабо известковистый, в конце интервала с ожелезнением. Породы среднепористые, крепкие, твёрдые, интенсивно трещиноватые, без признаков НГН.

Пачка 5 (2864,76–2875,83 м) – туфы послойно пепловые, лапиллиево-пепловые и глыбово-лапиллиево-пепловые (слои от 30 см до 3 м), метасоматически гипергенно измененные трахиандезитовые (за счет метасоматоза), пестро-окрашенные – послойно от черного и зеленого цветов до серовато-голубоватых и бледно-зеленых. По составу лито- и кристалло-, витрокластические кварц-полевошпатовые с каолинитом, хлоритом, послойно слабо известковистые, ожелезненные, связующая масса часто девитрифицирована и глинизирована. Плотные, послойно кавернозные (от 2 до 3–5%), интенсивно трещиноватые, без признаков НГН.

Пачка 6 (2875,83–2887,52 м) – переслаивание измененных в различной степени лавовых потоков дацитового и риолитового состава, измененных туфо-лав и туфо-лаво-брекчий, от светло-зеленых до темно-серых, участками черного цвета, с неравномерным зеленоватым, красноватым окрасом за счет разного цвета базиса, обломков (кристалло-, витро- и литокластов), а также сферолитов, погруженных в пепловую (фельзитовую и участками аморфную) черного цвета, участками глинистую, зеленого или красноватого

цвета, массу. Текстура первичная реликтовая флюидальная, участками миндалевидная, вторичная – катакластическая, брекчиевидная. Породы с ожелезнением, хлоритизацией, глинизацией, интенсивно трещиноватые, гидрофильные, без признаков НГН.

Пачка 7 (2887,52–2969,46 м) – представлена послойно чередующимися лавами риодацитов, дацитов, трахидацитов и риолитов гипергенно- и палеотипно измененных, темно-серого, светло-серого, серого цвета, участками с зеленоватым оттенком за счет хлоритизации и прослоями буровато-красного цвета за счет ожелезнения. Породы кварц-полевошпатово-глинистого состава с вторичным хлоритом, развитым по отдельным минералам и в межагрегатном пространстве, гематитом и кальцитом. Со скрытокристаллической, фельзитовой, сферолитовой, гранобластовой структурой, с редкими порфировыми измененными (карбонатизированными и глинизированными) вкрапленниками плагиоклазов. С флюидальной и брекчиевидной текстурой. Брекчиевидные текстуры связаны как с первичным автобрекчированием, так и с палеогипергенными процессами. Трещиноватые, гидрофильные, тонкопористые, кавернозные, без признаков НГН.

Пачка 8 (2969,46–2971,27 м) – риолиты гипергенно- и палеотипно измененные, темно-серого, серого цвета, участками с зеленоватым, редко буровато-красным оттенком, гематит-хлорит-каолинит-кварцево-полевошпатового состава. Структура пород скрытокристаллическая, брекчиевидная, литокластовая, сферолитовая. Обломки распространены повсеместно, неравномерно, белые, светло-серые, коричневатые, угловатые, кремнистого (кварц-полевошпатового), карбонатного состава, размером 2–6 мм. Текстура флюидальная, жилковатая, брекчиевидная. Флюидальная подчеркивается разным цветом, структурой и составом породы, жилками. Породы пористо-кавернозные с залеченными кавернами, сильно трещиноватые, без признаков НГН.

Пачка 9 (2971,27–2993,89 м) – туфы лапиллиево-пепловые и пепловые риолитового, послойно трахидацитового и трахиандезитового состава, палеотипно измененные, интенсивно выветрелые (глинизированные), брекчированные, светло-серого, темно-зеленого, зеленого, серо-зеленого цвета. С кристалло-литовитрокластической, послойно со сферолитами, структурой и скрытокристаллической вмещающей массой. С флюидальной, миндалевидной текстурой. С хлоритизацией по породе и ожелезнением, кальцитизацией - по трещинам. Породы трещиноватые, средней крепости, гидрофильные, тонкопористые, кавернозные, без признаков НГН.

Пачка 10 (2993,89–3000 м) – риолиты гипергенно- и палеотипно измененные, неоднородно окрашенные от светло-серого, бежево-кремового, розовато-бурого до серого, темно-серого, зеленоватого цвета. Структура от криптозернистой, микрозернистой до сферолитовой и аксиолитовой с редкими порфировыми вкрапленниками измененных таблитчатых кристаллов плагиоклазов и с включением крупных литокластов и отдельных сферолитов. Текстура – флюидальная разнонаправленная, миндалевидная и миндалекаменная. Хлоритизация по породе

послойная, также по трещинам, кавернам. Ожелезнение по породе и в виде каемок гематита вокруг трещин, очень редко он обрамляет линзы, выполненные глинистым материалом. На отдельных участках альбитизация сетчатая, сложно узорчатая. Кальцит в некоторых кавернах, трещинках, миндалинах. Породы интенсивно трещиноватые, средней крепости, гидрофильные, кавернозные (каверны повсеместно, частично выполнены хлоритом, кварцем, кальцитом и глинистым материалом), без признаков НГН.

Анализ строения разреза доюрского комплекса позволил выделить в нем (в направлении снизу-вверх) два полных вулканогенных цикла (от туфов к лавам) среднекислого (рио-дацитового) и кислого (риолитового) состава с различной степенью выветрелости лавовых потоков в их верхних частях и две дополнительные толщи из неполных циклов: одну в самой нижней части разреза, представленную выветрелыми породами лавового потока, предшествующего цикла, возможно, не вскрытого скважиной полностью и вторую - в верхней части разреза, представленную лишь туфами.

Строение разреза помогает восстановить историю развития данной территории в доюрское время, интервалы выветрелых пород косвенно указывают на затишье вулканической деятельности, данные уровни можно использовать при корреляции с разрезами ДЮК соседних скважин.

Е. В. Рахимова^{1,2}, Г. В. Агафонова^{3,1}

¹ МГРИ имени С. Орджоникидзе, Москва

² ООО «ИПНЭ», Москва

³ НАЦ ФГБУ «ВНИГНИ», Москва

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ НИЖНЕ-СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНОГО КАРБОНАТНОГО КОМПЛЕКСА ЮГО-ВОСТОКА САМАРСКОЙ ОБЛАСТИ

Исследуемая территория располагается в пределах юго-востока Самарской области, в зоне сочленения Жигулевско-Пугачевского свода и юго-западного борта Бузулукской впадины. Несмотря на расположение данного участка в пределах старого газонефтяного района, некоторые интервалы осадочного чехла остаются не до изученными, что связано с недостаточным отбором керна из скважин, поинтервальным комплексом ГИС, охватывающим в основном продуктивные части разрезов.

В основу работы положен материал поисково-оценочных и разведочных скважин, пробуренных в пределах Бузулукской впадины на 15 месторождениях. В настоящее время в пределах Самарской области открыто 205 месторождений нефти в 9 пластах ниже-среднекаменноугольного карбонатного комплекса (Грековское, Бариновско-Лебяжинское, Покровское и др.). Актуальность исследований определяется

необходимостью прогноза коллекторских свойств пород, связанных как с первичными условиями формирования, так и с постседиментационными процессами преобразования.

Отложения карбонатного комплекса представлены известняками разных структурных типов, доломитами, сульфатными (гипс-ангидритовыми) породами, доля которых увеличивается в веневском горизонте [1–4].

Среди известняков выделяются следующие группы (Рисунок (1–12)): 1. Известняки обломочные (кластические) выделяются по размеру литокластов - обломочные песчаные (Рисунок 1); 2. Известняки биоморфные разделяются по биоморфной составляющей на микробиальные, водорослевые (зеленые и багряные) (Рисунок 2, 3); 3. Известняки детритовые - по размеру и составу детрита, присутствующей биоморфной составляющей на биоморфно-детритовые (детритово-биоморфные) фораминиферово-водорослевые (водорослево-фораминиферовые), криноидно-фораминиферово-водорослевые (Рисунок 4, 5, 6); 4. Известняки органогенно-обломочные разделяются по размеру и составу органогенных обломков: крупнозернистые поликомпонентные, средне-мелкозернистые фораминиферово-водорослевые, мелкозернистые водорослево-фораминиферовые, мелко-тонкозернистые фораминиферово-водорослевые (Рисунок 7, 8); 5. Известняки оолитовые и их производные на: оолитовые, органогенно-обломочно-оолитовые, обломочно-оолитовые и зачаточно-оолитовые (Рисунок 9). 6. Известняки комковатые, комковато-пелитоморфные (Рисунок 10). Все структурные типы связаны друг с другом переходными разностями.

Среди доломитов выделяются седиментационные (пелитоморфные, микрокристаллические, микробиальные (Рисунок 11)) и постседиментационные (тонко-микрокристаллические с реликтами детрита, тонко-мелкокристаллические (Рисунок 12), средне-мелкокристаллические).

Сульфаты представлены крупнокристаллическими гипс-ангидритовыми породами, формирующими в отложениях веневского горизонта «ангидритовое плато», распространенное на всем юге Бузулукской впадины [4].

Среди вторичных процессов, влияющих на коллекторские свойства, развиты доломитизация, окремнение, сульфатизация, перекристаллизация, растворение и трещинообразование.

Доломитизация развита во всех интервалах разреза, от точечной до сплошной, захватывающей всю породу и приводящей к образованию постседиментационных доломитов.

Окремнение проявляется в виде выполнения пустот – каверн, внутрискелетных полостей и в виде замещения халцедон-кварцевыми, кварцевыми агрегатами карбонатных минералов, преимущественно микро- мелкокристаллического доломита. Микроагрегаты кремнезема имеют достаточно закономерное расположение, часто приурочены к границам разных структурных типов доломитов или известняков, что

позволяет предположить о наличии микротрещиноватости, служившей путями транспортировки кремнийсодержащего флюида.

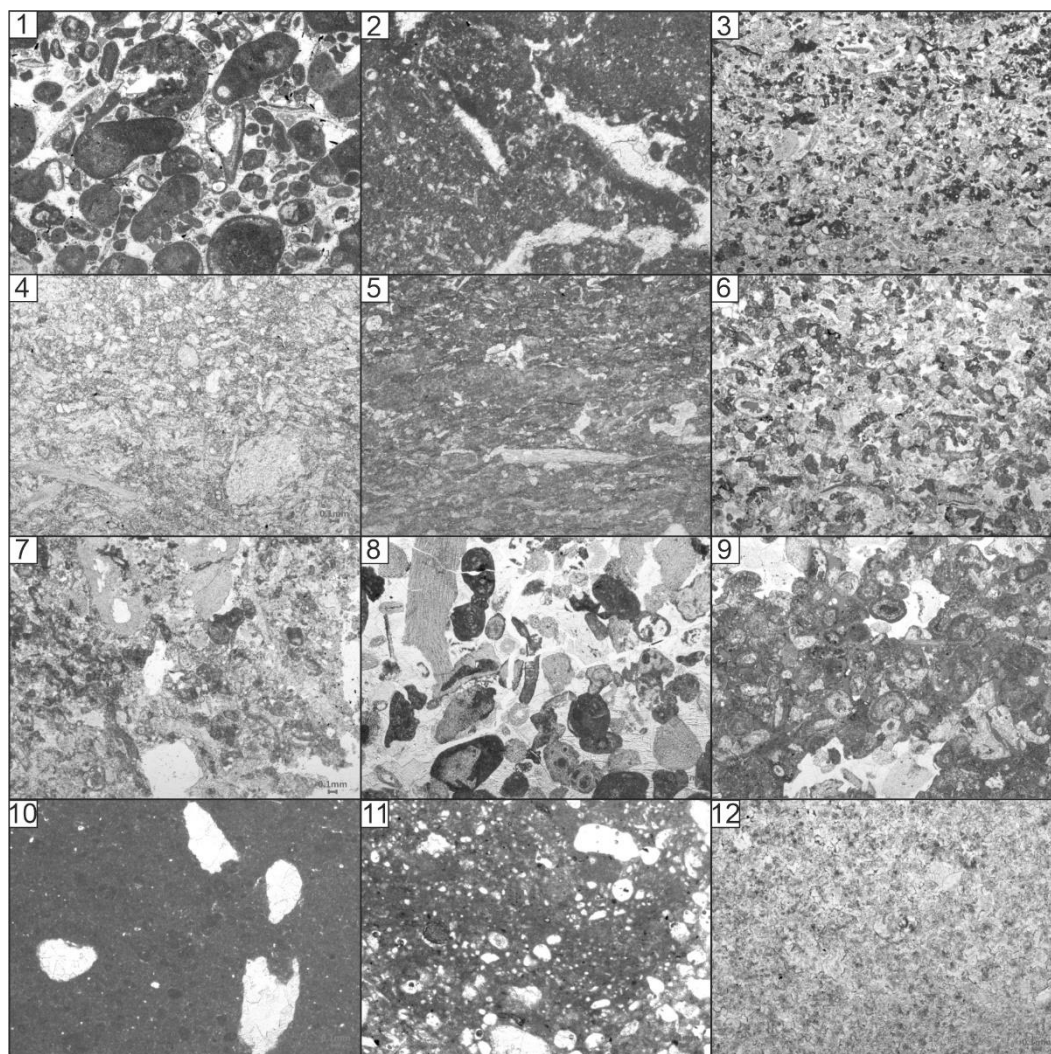


Рисунок. Структурные типы известняков: 1 –обломочный с органическими обломками; 2 – биоморфный микробный; 3 – биоморфный фораминиферо-водорослевый; 4 – полидетритовый; 5 – детритовый водорослевый; 6 – биоморфно-детритовый фораминиферо-водорослевый; 7 – органично-обломочный поликомпонентный с интракластами; 8 – органично-обломочный водорослевый; 9 - оолитовый; 10 – комковато-пелитоморфный; доломитов: 11 – микробный; 12 – тонко-мелкокристаллический.

Сульфатизация развита слабо, проявляется в основном в виде минерализации ангидритом каверн в цианобионтном известняке или служит базально-поровым цементом в органично-обломочном известняке.

Также наблюдаются редкие включения барита и/или целестина в доломитах и известняках доломитизированных. В основании краснополянского горизонта башкирского яруса (скв. Бузулук 1), а также в отложениях веневского горизонта

встречаются выделения флюорита, выполняющего каверны в известняке и доломите микробиальных, содержание которого доходит до 22 %.

Результаты исследований позволяют уточнить палеогеографические обстановки осадконакопления района, направленность вторичных процессов, что даст возможность более точно спрогнозировать коллекторские свойства продуктивных пластов нижне-среднекаменноугольного карбонатного комплекса и учесть при постановке геолого-разведочных работ.

Литература

1. Агафонова Г. В., Зайцева Е. Л., Рахимова Е. В. Новые данные о строении отложений башкирского яруса в пределах южной части Бузулукской впадины // Экзолит-2020. Литологические школы России. Годичное собрание (научные чтения), посвященное 215-летию основания Московского общества испытателей природы. Москва, 25–26 мая 2020 г. Сборник научных материалов/ Секция осадочных пород МОИП, кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии МГУ им. М. В. Ломоносова, под ред. Ю. В. Ростовцевой. Москва: МАКС Пресс, 2020. С. 89–91.
2. Рахимова Е. В., Агафонова Г. В., Гутман И. С. Детальная корреляция и строение нижне-среднекаменноугольных отложений юго-западного борта Бузулукской впадины // Экзолит – 2021. Актуальные проблемы литологии: задачи и решения. Годичное собрание (научные чтения). Москва, 25–26 мая 2021 г.: сборник научных материалов / Секция осадочных пород МОИП, кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии МГУ имени М. В. Ломоносова; под ред. Ю. В. Ростовцевой. – Москва: МАКС Пресс, 2021. С. 164–165.
3. Рахимова Е. В., Агафонова Г. В., Гутман И. С. Отложения веневского горизонта визейского яруса юго-востока Самарской области // Экзолит – 2022. Литология осадочных комплексов фанерозоя и докембрия. Годичное собрание (научные чтения). Москва, 15–16 июня 2022 г.: сборник научных материалов / Секция осадочных пород МОИП, кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии МГУ имени М. В. Ломоносова; под ред. Ю. В. Ростовцевой. – Москва: МАКС Пресс, 2022. С. 115–117.
4. Гутман И. С., Рахимова Е. В., Агафонова Г. В. Особенности строения отложений веневского горизонта на юго-востоке Самарской области // Нефть. Газ. Новации. №3 (255). 2022. С. 47–5.

Л. Е. Рейхард¹, А. Н. Новигатский¹, Н. В. Козина¹, А. С. Филиппов¹, Д. П. Стародымова¹, В. В. Гордеев¹, Н. А. Беляев¹, Н. В. Политова¹, А. И. Коченкова¹, А. Г. Рейхард², И. Ю. Марданян¹

¹Институт океанологии имени П. П. Ширшова РАН, Москва

²Московский педагогический государственный университет, Москва

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАКСИМАЛЬНЫХ СОДЕРЖАНИЙ РУДНЫХ И НЕРУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЯХ ИЗ РАЗНЫХ РАЙОНОВ АРКТИКИ

Железо-марганцевые конкреции (ЖМК) морского и океанического генезиса – перспективный вид возобновляемого полиметаллического минерального сырья, в составе которого, кроме высоких концентраций Fe и Mn, могут содержаться Cu, Ni, Cr, Co, Zn, Mo, Ti, V, РЗЭ и другие элементы, необходимые для эффективного функционирования многих сфер экономики и развития высоких технологий [1–5]. Физико-химические свойства ЖМК позволяют использовать их также при решении

широкого круга задач экологической направленности [4]. Более того, ЖМК – это уникальные полиминеральные образования, изучение которых дает возможность получить обширный массив данных для уточнения фундаментальных знаний о палеособытиях и современных процессах в Мировом океане, включая процессы рудогенеза [5].

ЖМК Арктики являются объектом постоянного научного и экономического интереса со времени их обнаружения в 1868 г. [6]. Однако, в силу сложности проведения научно-исследовательских и поисково-разведочных работ в суровых арктических условиях, до сих пор многие важные вопросы, касающиеся арктического железомарганцевого конкрециеобразования (от генетических моделей до оценок практического применения) остаются нерешенными [5].

Генетическая информация об условиях и механизмах формирования ЖМК документируется в процессе их зарождения и роста в таких характеристиках, как морфометрические параметры, структура, текстура, минеральный и химический состав. Эти же характеристики могут быть определяющими при установлении соответствия типов ЖМК требованиям к технологическим процессам добычи и извлечения ценных элементов. Как показывает опыт авторов и многочисленных предшественников, исследовавших железомарганцевое конкрециеобразование, концентрации химических элементов в тонкодисперсном веществе ЖМК распределены крайне неравномерно [2, 5, 7]; характер и закономерности этого распределения можно определить, как правило, только на микро- и ультрамикроруровне [7].

Целью данного исследования является мультидисциплинарное изучение ЖМК Арктики с использованием комплекса традиционных и инновационных методов для выяснения характера распространения ЖМК во вмещающих донных отложениях, установления их структурно-текстурных характеристик, определения минерального и химического состава, и последующего анализа особенностей распределения в веществе разных морфотипов ЖМК максимальных концентраций химических элементов.

В основе исследования лежит массив данных по изучению ЖМК и вмещающих их донных отложений из разных районов Арктики, полученный сотрудниками ИО РАН в период с 2007 г. по 2023 г. Отбор проб производился в приполюсном районе Северного Ледовитого океана (СЛО) во время погружения глубоководных обитаемых аппаратов «Мир» в 2007 г.; в Белом море – в рейсах НИС «Эколог» в 2012 г. и 2014 г. В рейсах НИС «Академик Мстислав Келдыш» опробование проводилось в Баренцевом море в 67-м рейсе в 2016 г.; в Карском море – в 59-м рейсе в 2011 г. и в 63-м рейсе в 2015 г.; в море Лаптевых – в 63-м рейсе в 2015 г.

Комплекс аналитических исследований включал несколько блоков: 1) макроанализ морфотипических признаков ЖМК и литологических характеристик вмещающих отложений; 2) изучение минерального состава и структурно-текстурных характеристик ЖМК и вмещающих отложений с применением комплексных поэтапных

микроскопических исследований (методами оптической микроскопии (ОМ), сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) в сочетании с энергодисперсионной рентгеновской спектроскопией (ЭДС), инфракрасной-Фурье микроскопии); 3) определение минерального состава методом рентгеновской дифракции (РД); 4) исследование химического состава методами атомной абсорбции, кулонометрического титрования, фотометрии и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС).

Анализ полученных данных показал, что морфотипы ЖМК со специфическим набором генетических характеристик тяготеют к определенным районам Арктики. Так, в верхнем слое (0–30 см) алеврито-пелитовых донных отложений в приполюсном районе СЛО методом ОМ были обнаружены многочисленные микроЖМК субсферической формы диаметром до 5 мкм, преимущественно гетитового состава. Валовые содержания Fe_2O_3 и MnO в этих отложениях достигают 9,00 % и 0,87 %, соответственно; максимальное содержание TiO_2 – 0,89 %. В Белом море проявления железомарганцевого конкрециеобразования в виде многочисленных субсферических микроЖМК диаметром до 1 мм были визуализированы и изучены в ходе поэтапных микроскопических исследований в верхнем слое пелитовых донных осадков только в южной и юго-восточной части моря. В минеральном составе микроЖМК методом РД был установлен бузерит [8]. По данным точечного ЭДС-анализа содержание Fe в микроконкрециях составляет 26,12 %, а Mn – 2,88%, тогда как валовые содержания Fe и Mn во вмещающих пелитовых отложениях достигают 6,57 % и 5,82 %, соответственно.

Установлено, что характерной особенностью железомарганцевой минерализации в Баренцевом море является широкое распространение ЖМК трубкообразной формы (длиной до 1–3 см). Они представляют собой псевдоморфозы по трубкам полихет, образованные осадочным полиминеральным веществом алеврито-пелитовой структуры, в разной степени замещенным 7\AA и 10\AA манганитами, с унаследованными реликтами первичной биогенной вертикальной зональности и вторичной зональностью в виде чередования микроконцентров, в разной степени обогащенных Fe и Mn. Особенностью трубок из центральной части Баренцева моря является значительное количество микровключений хромита, образующих микропрослой с высоким точечным содержанием Fe (до 70,59 %) и Cr (до 12,07 %). В то же время, в веществе трубок из пролива Кембридж было зафиксировано повышенное валовое содержание Ti (6056 мкг/г), что обусловлено многочисленными, хаотично расположенными микровключениями зерен титаномагнетита.

Определено, что особенности литолого-фациальных условий Карского моря привели к интенсивному железомарганцевому рудогенезу и образованию различных морфотипов ЖМК [5], отличающихся высокими валовыми содержаниями Mn (до 17,00 %), Fe (до 22,77 %) и P (до 1,98 %). Это конкреции с ядрами в виде галек разного петрографического состава и хорошо выраженными концентрически-слоистыми

рудными оболочками, в составе которых установлены 7\AA и 10\AA манганиты. Среди этих ЖМК выделяются сферические (диаметром до 1 см), эллипсоидальные (размером до $2\times 9\times 11$ см) и желвакоподобные (размером до $3\times 6\times 8$ см). Для карских ЖМК важной особенностью строения является большое количество включений биоминеральных микрокомпонентов в виде панцирей диатомей, раковин фораминифер, остатков мшанковых построек и литотамниевых водорослей, биоморфных образований.

Выявлено, что ЖМК центральной части моря Лаптевых характеризуются крупными размерами, разнообразной формой и массивной текстурой. Это ЖМК трубкообразной, удлинённо-вытянутой (до 14 см в длину), уплощенной призматической (до $1\times 6\times 9$ см) и эллипсоидальной (размером до 8×10 см) формы. Трубкообразные ЖМК представляют собой трубки полихет, частично замещенные гетитом, что отражается в высоком валовом содержании железа (до 12,10 %).

Анализ полученных данных показал, что рудные части изученных макроЖМК шельфовых морей Арктики (Баренцева, Карского и Лаптевых) в вещественно-генетическом плане представляют собой сложные поликомпонентные полиструктурные агрегаты аутигенных минералов, среди которых методом РД были идентифицированы 7\AA и 10\AA манганиты и гетит. В составе рудных частей могут присутствовать обломочные зерна кварца, полевых шпатов, амфиболов, пироксенов, глинистых минералов, Ti- и Cr-содержащих минералов.

Методом СЭМ+ЭДС во внутреннем строении конкреций было установлено многообразие структурно-вещественных Fe-Mn микрозон (от аморфных до хорошо раскристаллизованных), присущих определенным морфотипам ЖМК [5]. Результаты комплексных поэтапных микроскопических исследований показали, что в веществе изученных ЖМК максимально высокие концентрации таких элементов, как Mn, Fe, P, S, N, Ca содержатся в определенных типах структурно-вещественных микрозон [7]. Так, в эллипсоидальных ЖМК из Карского моря максимальные содержания Mn (80,8–83,7 %) обнаружены в микрозонах, образованных волокнистыми агрегатами оксигидроксидов Mn, формирующими крустификационный и поровый диагенетический цемент в слойках, обогащенных обломочными зернами кварца и полевых шпатов [7]. В карских желвакоподобных ЖМК максимальные содержания Fe (до 61,6 %) и P (до 6,0 %) зафиксированы в микрозонах развития агрегатов из бактериоморфных образований кокковидной формы (диаметром до 1,5 мкм) и палочковидной формы (размером до 1×10 мкм) [5, 7]. По данным ИСП-МС в веществе рудной оболочки этого типа ЖМК валовое содержание Fe составляет всего 22,8 %, а P – 1,7 %.

Очевидно, что в ЖМК механизмы максимальной концентрации некоторых химических элементов реализуются локально в пространстве определенных структурно-вещественных микрозон. Эти микрозоны часто образованы аутигенными минералами класса окислов и гидроокислов Mn и Fe в результате физико-химических и биохимических реакций в процессе внутриконкреционных диагенетических

преобразований, включающих биоминерализацию [7]. Результаты сравнительного анализа данных, полученных авторами в ходе комплексных исследований ЖМК из разных районов Арктики, будут способствовать усовершенствованию морфогенетической классификации морских и океанических ЖМК, уточнению поисковых критериев и определению целесообразности добычи и применения данного вида минерального сырья.

Обобщение данных выполнено в рамках государственного задания ИО РАН (тема FMWE-2021-0002). Часть аналитических исследований поддержана РФФИ (грант 19-17-00234-П). Авторы благодарят Шевченко В. П., Кравчишину М. Д., Писарева С. В., Золотых А. О., Ковалева М. А., Боева А. Г., Сагалевича А. М. и академика Флинта М. В. за помощь и содействие на разных этапах исследований.

Литература

1. Мерио Дж. Минеральные богатства океана. М.: Прогресс, 1969. 440 с.
2. Батурич Г. Н., Дубинчук В. Т. Микроструктуры железомарганцевых конкреций: Атлас микрофотографий. М.: Наука, 1989. 288 с.
3. Иванова А. М., Смирнов А. Н., Рогов В. С., Мотов А. П., Никольская Н. С., Пальшин К. В. Шельфовые железомарганцевые конкреции – новый вид минерального сырья // Минеральные ресурсы России. 2006. № 6. С. 14–19.
4. Быховский Л. З., Тигунов Л. П., Мирчинк И. М., Терентьев В. Б. Железомарганцевые образования Мирового океана и морского шельфа – минеральное сырье многоцелевого назначения // Минеральные ресурсы России. 2009. № 2. С. 17–24.
5. Рейхард Л. Е., Козина Н. В., Новигатский А. Н., Мамочкина А. И., Политова Н. В., Рязанцев К. М. Новые данные о строении и составе железомарганцевых конкреций из донных отложений шельфовых морей Российской Арктики. В сборнике: Геология морей и океанов: Материалы XXIV Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. III. М.: ИО РАН, 2022. С. 114–118.
6. Nordenskjold A. E. The Voyage of the Vega round Asia and Europe. L.: Macmillan, 1881. V. 1. 521 p.
7. Рейхард Л. Е., Новигатский А. Н., Козина Н. В. Особенности распределения максимальных содержаний некоторых элементов в структурно-вещественных микрозонах железо-марганцевых конкреций морей Российской Арктики // В сборнике тезисов XXIX Российской конференции по электронной микроскопии «Современные методы электронной, зондовой микроскопии и комплементарных методов в исследованиях наноструктур и наноматериалов», г. Москва, 29-30 августа 2022. ФНИЦ «Кристаллография и фотоника» РАН. 2022. С. 466–468.
8. Рейхард Л. Е., Новигатский А. Н., Алексеева Т. Н., Дара О. М., Коченкова А. И., Маторина Н. С. Диагенетическое минералообразование в современных донных осадках южной части Белого моря // Материалы международной научной конференции XII Съезд РМО, г. СанктПетербург, 13-16 октября 2015 г., НМСУ «Горный». 2015. С. 52–55.

Ю. В. Ростовцева^{1,2}

¹ГЦ РАН

²МГУ имени М. В. Ломоносова

К ВОПРОСУ ТИПИЗАЦИИ ПОРОД НЕТРАДИЦИОННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ

Как известно, при изучении осадочных образований важной составляющей является выделение литологических типов пород (литотипов). Литотипы выделяются по

первичным и вторичным признакам, на основе вещественных, структурных и текстурных особенностей. По первичным признакам определяют способ и условия формирования осадков. По вторичным (наложенным изменениям) признакам восстанавливают этапность и разнообразие действия постседиментационных процессов. Литотипы систематизируются по группам осадочных пород. Это – общепринятая практика проведения литологических исследований на начальных этапах создания седиментологических моделей, выделения генотипов и фаций, а также выявления последовательности стадийальных преобразований.

В последние годы по мере истощения месторождений углеводородов, связанных с развитием традиционных пород-коллекторов, представленных обломочными и карбонатными образованиями, всё больше вызывает интерес изучение пород нетрадиционных коллекторов, фильтрационно-емкостные свойства которых обусловлены наличием вторичной пористости. К подобным образованиям относятся различные виды вулканитов, в том числе залегающие в кровле доюрского комплекса Западно-Сибирской плиты. При их типизации («литотипизации»), учитывая задачи нефтегазовой геологии, важнейшими характеристиками становятся вторичные признаки, наличие и количество новообразованных пустот. В зависимости от действия наложенных процессов однотипные породы по строению могут быть как пористыми, так и непористыми. Их пористые разновидности в свою очередь подразделяются по ФЕС, а также по генезису пустот (связанных с трещиноватостью или с выщелачиванием). В результате получается многоуровневое ранжирование (типизация) пород, дробность которой определяется разнообразием вторичных изменений и детальностью исследования. При этом не сохраняется равноправность всех учитываемых признаков, а оценка коллекторских свойств становится руководящим показателем. При подобном подходе в ряде случаев возникают противоречия: многочисленность типов пород и многократная повторяемость одних и тех же признаков (прежде всего, первичных), а также смешение объективных характеристик и генетических понятий. Работам такого рода, конечно же, необходимо дальнейшее совершенствование унифицированных методик. Изучение литогенетических процессов, воздействующих на породы нетрадиционные коллекторы, в том числе на вулканиты, требует особых подходов и терминологии.

Примером выделения основных типов пород в вулканитах-коллекторах может служить исследование нефтеносных кислых эффузивов и туффов, вскрытых в кровле доюрского комплекса (ДЮК) в пределах Средне-Назымского месторождения Западной Сибири. Средне-Назымское месторождение по поверхности подошвы осадочного чехла представляет собой антиклинальное осложнение на западном борту Фроловской впадины [1]. Образование рассматриваемых вулканитов связано с неоднократными извержениями в субэральных условиях, сопровождающимися излияниями лав и

выбросами пирокластического материала, происходившими, предположительно, в триасовое время [1].

Среди изучаемых пород кровли доюрского комплекса Средне-Назымского месторождения выделяется пять основных групп петротипов (литотип как устоявшийся термин, используемый для описания экзолитов при изучении эффузивов-коллекторов заменен на петротип) с разновидностями в зависимости от особенностей структурных и текстурных признаков, а также интенсивности вторичных (фоновых и наложенных) преобразований. Установлены следующие группы петротипов: (1) вулканы афировые с разными текстурами, (2) вулканы порфиоровые с разными текстурами: массивной, полосчатой, флюидалной, миндалекаменной (пузырчатой), перлитовой; (3) вулканы сферолитовые, (4) вулканокластиты (вулканокластовые породы), (5) породы, вторично замещенные (метасоматиты и др.). Выделяются непористые и пористые разновидности пород с разными типами вторичных изменений (Рисунок).

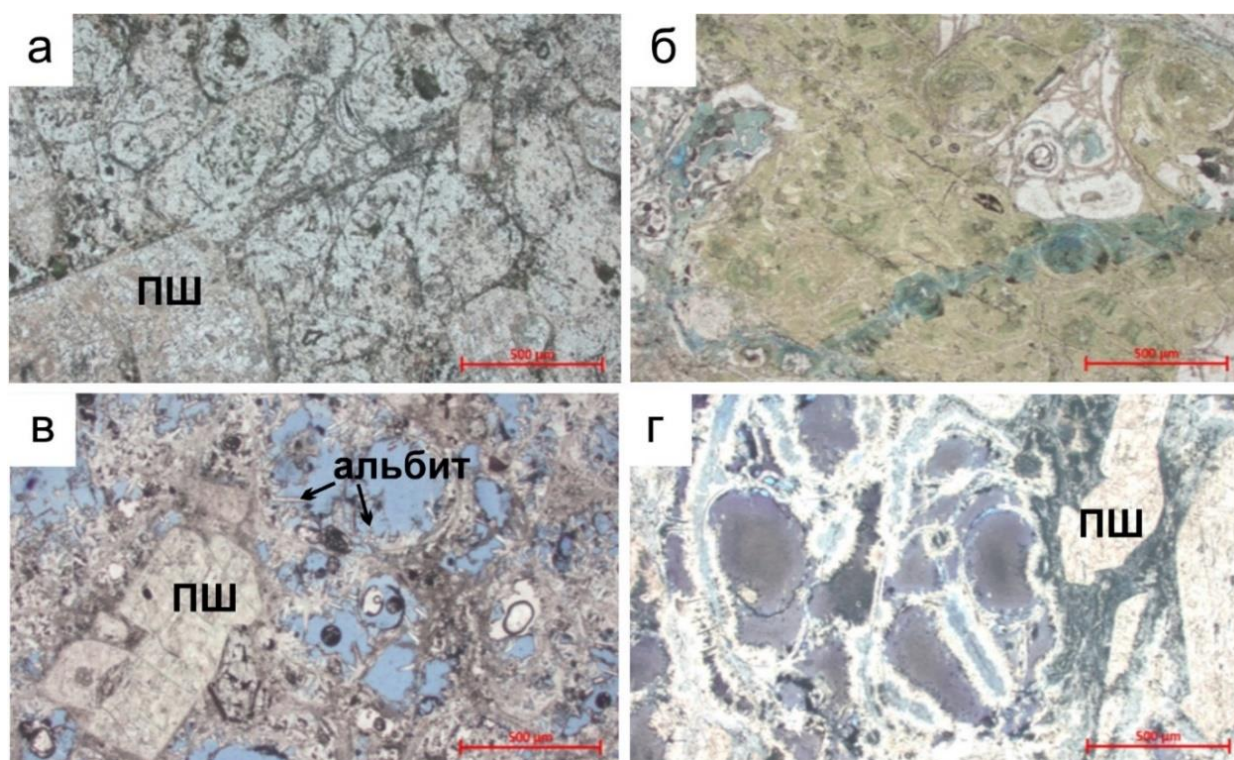


Рисунок. Микрофотографии кислых вулкаников порфиоровых с перлитовой текстурой кровли доюрского комплекса Средне-Назымского месторождения (при одном никеле, ув. 2,5 х): непористые (а), хлоритизированные и пористые (б), пористые с вторичными выделениями альбита в пустотах (в), пористые с хлоритовыми и слюдястыми каемками (г).

По составу изучаемые вулканы отвечают палеотипным кислым породам, соответствующим изначально риолитам и дацитам, реликтовые структуры основной массы которых из-за процессов девитрификации трудно различимы.

Для пород свойственны наложенные вторичные изменения, среди которых основными являются: (1) окремнение: развитие трещин, залеченных кварцем и участков окремнение по зонам растворения, метасоматическое окварцевание, развитие кварца в миндалинах; (2) карбонатизация (выделения сидерита и кальцита) участковая (обычно поверх фенокристаллов ПШ) или по трещинам, (3) хлоритизация, (4) слюдизация, (5) альбитизация: развитие идиоморфных таблитчатых кристаллов альбита в пустотах растворения, местами в виде обильных крустификационных обрастаний; (6) выщелачивание по трещинам, основной массе и по ПШ, (7) трещиноватость.

Среди изучаемых пород преобладают вулканы порфиоровые, развиты вулканокластовые образования (кластолавы, туфы, тектонокластиты по вулканикам) и метасоматиты.

Вторичная пустотность связана с выщелачиванием нагретыми (до 170–225 °С по составу хлоритов) растворами стекловатой основной массы пород, фенокристаллов ПШ, вдоль стенок трещин, а также с развитием трещиноватости.

Наибольшая вторичная пористость отмечается в вулканиках с перлитовой текстурой и некоторых (неспаянных) типах туфов. В вулканиках с перлитовой структурой пористость может составлять более 20–30 %, с массовым выщелачиванием перлитов.

Литература

1. Хромова И., Кунин К., Кащеев Д., Хромова Е., Бакулин А. Создание модели продуктивности отложений доюрского комплекса на одном из месторождений Западной Сибири // Материалы доклада на Российской нефтегазовой технической конференции SPE, 26–28 октября, 2015, Москва, SPE-176622-RU.

А. Д. Савко

Воронежский государственный университет, Воронеж

МЕТАЛЛЫ В ГЛИНИСТЫХ ПОРОДАХ

С глинистыми породами (глинами, аргиллитами, глинистыми сланцами) связаны многочисленные месторождения неметаллических полезных ископаемых (ПИ). Использование же глинистых пород в качестве сырья для получения металлов в литературе освещено довольно слабо. Поэтому в настоящей работе предпринята попытка привлечь внимание к этой проблеме

В качестве неметаллического сырья обычно используется толща глин (количество полезного компонента до 100 %), тогда как содержание металла в глине может колебаться от сотых долей до нескольких процентов. Исключение составляют лептохлоритовые оолитовые железные руды, широко развитые в фанерозое, особенно раннем палеозое, юре и кайнозое. В основу классификации металлических ПИ положен

их поэлементный состав (Fe, Al, Mn и т. д.). Элементы объединены в группы (черные, цветные, благородные и т. д. металлы), которые детально рассмотрены в работе [1].

Неметаллические ПИ разделяются по различным физическим и химическим свойствам, когда, например, каолиновые глины попадают разные группы – керамического, строительного, цементного и дсырья [2–4]. Составление основанных на разных признаках общей классификации для ПИ глин невозможно, поэтому она принята на минеральной основе для неметаллов и элементной для металлов. Металлические полезные ископаемые глинистых пород включают 1– железные, 2– кобальт-никелевые, 3–медные руды, 4– золото 5– редкоземельные элементы, 6– металлоносные черные сланцы, которые в настоящей статье не рассматриваются. В одних случаях металлы входят в решетки глинистых минералов (Fe, Ni, Co), в других сорбируются глинистыми минералами (РЗЭ) в «ионных» рудах), в-третьих, образуют самостоятельные минералы (Au, Cu, U, V), в-четвертых, металлы в глинистых породах находятся в различных формах, за исключением вхождения в кристаллическую структуру.

Лептохлоритовые оолитовые железные руды относятся к гематит-сидерит-шамозитовой формации, члены которой по простирацию сменяют друг друга. Они формируются в шельфовой зоне, их месторождения появляются в раннем палеозое. Наиболее крупными являются ордовик-силурийские рудные поля Северной Америки, юрские Западной Европы и кайнозойские Западно-Сибирской плиты [5]. На севере Западной Европы разведанные месторождения легко доступных для разработки оолитовых железных руд, законсервированных по экологическим соображениям, содержат свыше 3 млрд т железа.

Силикатные руды никеля и кобальта, на первые из которых приходится до 80 % мировых запасов Ni, приурочены к корам выветривания (КВ) на ультраосновных породах. Эти элементы входят в кристаллические решетки выщелоченного серпентина, нонтронита, керолита. Крупные месторождения Ni и Co известны с мезозоя, но основная их часть образовалась в кайнозое тропических стран на Кубе, в Новой Каледонии, Индонезии, Австралии и Индии [5].

Медистые глины. К этому типу относится очень крупное месторождение Маунт Лайель на о. Тасмания, которое считают вторым по запасам после Маунт Айза. Вмещающие минерализацию породы в районе месторождения выполняют меридиональный прогиб. Они залегают на кислых-средних вулканитах кембрия, имеющих мощность до 3 км, или на ордовикских песчаниках и конгломератах. Кембрийские лавы содержат массивное и вкрапленное пирит-халькопиритовое оруденение, линзы с борнитом, халькопиритом, халькозином. Продуктивный пласт медистых глин верхнего ордовика с вкрапленностью и гроздьями конкреций самородной меди, куприта, халькозина имеет мощность до 100 м и протяженность до 2,5 км. Отдельные выделения самородной меди достигали 32 кг. Пласт разбит разломами на блоки. Медистые аргиллиты состоят из кварца, серицита, каолинита, гетита. В них

присутствуют прослой пурпурных, коричневых и других оттенков известняков с примесью доломита, гетита, минералов глин. Конкреции гетита могут содержать до 25 % меди, а сами медистые глины – 0,2–0,62 % Cu.

Подобные месторождения, относящиеся к типу медистых песчаников и аргиллитов, имеются почти на всех континентах Земли. Помимо меди в породах в небольших, но экономически значимых количествах, могут присутствовать Zn, Pb, Ni, Co, Mo, Ag. Наличие в пелитах рассеянного органического вещества способствует увеличению содержаний полезных компонентов. Медные залежи цехштейна от краёв бассейна сменяются мористее свинцовыми, а затем цинковыми. В этом же направлении увеличивается доля карбонатной составляющей.

Редкоземельные элементы обычно концентрируются в КВ на карбонатах, пегматитах, гранитах, образуя глинистые «ионные руды». Их месторождения имеются в Китае, Сибири, Бразилии. Глины обогащены тяжелыми лантаноидами, а также минералами Nb и Ta. Так в провинции Цзянси, Южный Китай, по редкоземельным гранитам развиты мезозойские и более молодые КВ с «ионными рудами». Месторождение Раян существенно иттриевое. Запасы Y_2O_3 здесь – 120 тыс. т, а всех TR_2O_3 – 200 тыс. т при содержании 0,1 %. Месторождение Джой-Пэй-Тин (провинция Гуандун) представляет собой серию залежей рудоносных мезозойских (последняяшаньских) и кеайнозойских каолинит-галлуазитовых КВ. Их мощность 7,5 м. Они развиты на площади 2,5х0,6 км. Подсчитанные запасы – 8 тыс. т TR_2O_3 , треть из них относится к Y_2O_3 . 89 % запасов считаются «ионными рудами», остальное – зерна ксенотима и монацита [6]

Золото в глинистых породах образует концентрации: 1 –КВ; 2 – континентальных образованиях палеодолин; 3–эксталяционно-осадочные. Выделяется два типа золотоносных кор – щебнисто-глинистые и латеритные. Необходимыми условиями формирования всех месторождений КВ является наличие первичного эндогенного золотого оруденения в материнских породах.

Щебнисто-глинистые КВ обычно приурочены к линейно-трещинным и контактно-карстовым зонам, имеют сложное строение и широко развиты на Урале, Салаирском кряже, в Казахстане. На Башкирском Урале раннекайнозойские (палеогеновые) коры по золотоносным телам распространены в Авзяно-Белорецком районе с объектами Горный Прииск, Рамеева жила, Калашникова жила и др. На объекте Горный Прииск золото фиксируется по всему разрезу коры, но больше его в глинистых породах. Обогащенные интервалы с содержаниями до первых г/т отмечены на разных глубинах и в приповерхностной зоне мощностью до 10–16 м. Рассматриваемый тип концентраций золота широко проявлен вдоль всего внешнего пояса Западной и Восточной Сибири [7]. Там золотоносные отложения приурочены к продуктам перемыва мел-палеогеновых КВ в многочисленные эрозионно-структурные депрессии.

Золотоносные латеритные КВ обычно кайнозойского возраста развиты на докембрийских кратонах тропических стран. В Бразилии, помимо множества россыпей, есть и необычные аккумуляции золота. Таково Бания, округ Каражас. Оно связано с сапропелитами мощного (30–300 м) латеритного покрова над сульфидизированными золотоносными хлоритовыми сланцами. В верхней части коры многочисленны железистые конкреции. Последние содержат мелкие (менее 1 мм) колломорфные и дендритовидные выделения электрума (21,37 % Au, до 1,04 % Hg, до 0,41 Cu, до 0,08 % Pt). С глубиной пробоность золотин возрастает.

В Австралии, особенно на юго-западе, латеритные коры обогащены благородными металлами. В КВ архейского месторождения Калгурли и расположенных рядом месторождений Маунт-Перси и Кэноуна содержалось до 35 г/т золота. Ресурсы золота в латеритной коре (мощности от 10 м до 110 м, в среднем 35 м) месторождения Боддингтон определены в 115 т. Среднее содержания Au 1,8 г/т, бортовое – 1,0 г/т [8].

Экспозиционно-осадочные концентрации золота в осадочных породах, в том числе глинистых, детально рассмотрены в работах по территории Воронежской антеклизы [9, 10] и Урала [11, 12]. В центральных районах Восточно-Европейской платформы обнаружено большое количество проявлений золота и природных сплавов-интерметаллидов. Отличаясь весьма разнообразным химическим составом (золото пробоности от 270 до 900, природные латуни, медь самородная и т. д.), зерна этих минералов имеют общую черту: неперемное присутствие летучих элементов, Hg до 13,098 %, Tl – 18,914 %, Sb – 1,335 %, As – 1,764 %, Te – 0,851 %. Выделен непрерывный ряд (геохимическая сукцессия) интерметаллидов, крайними членами которого являются существенно золотые сплавы (ауриды) и существенно медные (куприды); промежуточные имеют переходный состав. Необычен комплекс примесей ауридов – они малосеребряные или вовсе бессеребряные, зато содержат значительные количества платиноидов (до 17,279 %), иногда Pb (0,111–10,811 %), Zn (0,15–16,12 %), Sn (0,014 % до 2,178 %), Bi (0,1 % до 2,217 %), Zr (до 4,344 %), Hf (0,068–0,771 %), Fe (0,021 % до 5,836 %), Mn (0,002–0,032 %).

Ультратонкое золото Верхнекамской впадины показывает его генетическое сходство с золотом Воронежской провинции. Всё это позволяет сформулировать некоторые выводы.

1. Ультратонкое золото богато примесями, в нем многочисленны летучие (Hg, Se, Te, As, Sb, Tl, Br, I), иногда – углеводороды. В единую ассоциацию с «новым» золотом входят различные сплавы-интерметаллиды. Состав этой ассоциации варьирует по площади, что связывается с геохимической специализацией конкретных тектонических блоков.

2. Механизмом, ответственным за возникновением нового типа золота в осадочном чехле, является глубинная дегазация недр. Восходящие потоки флюидов достигают осадочного чехла по системам глубинных разломов. Рудные элементы по

пути их движения через породы фундамента мобилизуются, получают возможность перехода на высокие гипсометрические уровни. Достигнув рыхлых пород осадочного чехла со значительным свободным пространством между зернами минералов, металлоносный флюид имеет тенденцию к быстрому охлаждению (из-за адиабатического сброса давления), вскипанию, широкому распространению по осадочной толще. Таким образом, формируется специфическая металлоносность, рассмотренная выше.

Литература

1. Старостин В. М. Металлогения: учебник. – 2-е изд. испр. и доп. – М: КДУ, 212. 560 с.
2. Андреенков В. В., Савко А. Д. Естественные отделочные и облицовочные материалы из осадочных пород северо-востока Воронежской антеклизы Труды научно-исследовательского института геологии Воронежского государственного университета. 2003. Т. 15. С. 1–94.
3. Савко А. Д., Новиков В. М., Крайнов А. В., Давыдов Д. Н., Ратников В. Ю. Минерагения аптских отложений Воронежской антеклизы. Ст. 1 Огнеупорные и керамические глины // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2011. № 2. С. 116–136.
4. Бортников Н. С., Минеева Р. М., Савко А. Д. и др. История каолинита в коре выветривания и связанных с ней месторождений глин по данным ЭПР // Доклады Академии наук. 2010. Т. 433. № 2. С. 227–230.
5. Зинчук Н. Н., Савко А. Д., Шевырев Л. Т. Историческая минерагения. В трех томах. Т.1. Введение в историческую минерагению.– Воронеж : ВГУ, 2005. 590 с. Т.2. Историческая минерагения древних платформ. – Воронеж: ВГУ, 2007. 570 с. Т.3. Историческая подвижных суперпоясов– Воронеж: ВГУ, 2008. 624 с.
6. Беляев К. Д., Ганеев И. Г., Чайка В. Г. и др. Рудные ресурсы и их размещение по геозомам. Редкие металлы. Тантал, ниобий, скандий, редкие земли, цирконий, гафний. Справочное пособие Под. ред. Д.В. Рундквиста. М.: Недра, 1996. 176 с.
7. Калинин Ю. А., Росляков Н. А., Прудников С. Г. Золотоносные коры выветривания юга Сибири. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2006. 339 с.
8. Беневольский Б. И., Ганеев В. В., Скрипченко И. Г. и др. Рудные ресурсы и их размещение по геозомам. Благородные металлы (МПП, золото, серебро) / Справочное пособие / Под. ред. Д.В. Рундквиста. М.: Недра, 1995. 223 с.
9. Савко, А. Д., Шевырев Л. Т., Ильях В. В., Окороков В. А. Геохимические особенности и генезис золота осадочного чехла Воронежской антеклизы // Вестн. Воронеж. гос.ун-та. Сер.: Геология. – Воронеж. 1996. № 2. С. 86–95.
10. Черешинский А. В., Шевырев Л. Т., Савко А. Д. Эндогенные процессы и связанный с ними рудогенез в фанерозое Воронежской антекализы // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2020. № 1. С. 6–29.
11. Наумов В. А., Илалтидинов И. Я., Осовецкий Б. М. и др. Золото Верхнекамской впадины / Кудымкар-Пермь, 2003. 218 с.
12. Наумов В. А., Осовецкий Б. М. Ртутистое золото и амальгамы в мезозой-кайнозойских отложениях Вятско-Камской впадины // Литология и полезные ископаемые.

А. Д. Савко, М. Ю. Овчинникова

Воронежский государственный университет, Воронеж

ЭВОЛЮЦИОННЫЕ АСПЕКТЫ ЖЕЛЕЗОНАКОПЛЕНИЯ В ДОКЕМБРИИ

Важнейшие особенности формирования и распределения гипергенных, осадочных и вулканогенно-осадочных месторождений железа рассматривались в работах многих исследователей. Вместе с тем появившиеся за последние два десятка лет

новые данные по масштабной концентрации этого металла, его генезису и роли органики в нем позволяют значительно расширить наши представления об эволюции железнакопления в докембрии.

Железные руды докембрия входят в состав полосчатой железисто-кремнистой формации (ЖКФ, VIF), являясь основным источником минерального сырья черной металлургии. Они известны в зеленокаменных поясах верхов палеоархея. Но заметное развитие получают в неоархее, наибольшее – в первой половине палеопротерозоя и второе по значимости - в конце рифея. ЖКФ относится к трем основным типам: Альгома (преимущественно архей, большой вклад вулканогенных процессов), Сьюперитор (нижний протерозой, без участия вулканогенного фактора), Рапитан (верхи рифея, ледниковые условия седиментогенеза).

В настоящее время большинство исследователей связывает образование железных руд докембрия с появлением и развитием органической жизни в мелководноморских бассейнах. Она была представлена в виде цианобактерий и архей. В неоархее среди первых появились фотосинтезирующие виды, продуцировавшие кислород. Последний связывал двухвалентное железо, находящееся в растворимом состоянии, переводя его в трехвалентное, которое в виде оксида выпадало в осадок. Это привело к образованию толщ джеспилитов.

Окисление железа реакция экзотермическая, способствующая ускорению развития органической жизни и оксигинации атмосферы. Первые бактерии были прокариотами, использующими энергию брожения, затем появились эукариоты, перешедшие на кислородное дыхание. Микроорганизмы использовали железо, растворенное в водных бассейнах, в качестве источника энергии для роста и размножения [1 и ссылка в ней].

Деятельность цианобионтов способствовала накоплению O_2 не только в водных бассейнах, но и в атмосфере. Накопление в ней этого газа привело Великому кислородному событию (2,4–2,3 млрд лет). Увеличение количества O_2 в атмосфере явилось причиной перевода железа из подвижной двухвалентной формы в неподвижную трехвалентную, и оно не могло транспортироваться из кор выветривания в морские бассейны. Следствием было практическое исчезновение джеспилитов из разрезов верхнего карелия.

Развитие жизни к концу раннего протерозоя привело к появлению многоклеточных организмов и разделению органического мира на три ветви растительную, животную и грибов.

В неопротерозое содержание кислорода достигло 15 % [2, 3]. В результате воды мирового океана были насыщены этим газом. В конце эона, в криогении, в условиях резкого похолодания и чередовании оледенений и межледниковий, существовали глубокие рифтовые бассейны, воды которых из-за разложения органики были заражены сероводородом [3, 4]. В них Fe^{+3} переходил в Fe^{+2} . В межледниковые эпохи связь

рифтовых бассейнов с Мировым океаном восстанавливалась. Его воды приносили O_2 , который окислял железо, переводя его в осадок. В последнем имеются включения эрратического материала, поступавшего из тающих льдов. Гематитовые руды находятся в тиллитах формаций Рапитан (Северная Америка) и Урукурум (Южная Америка).

Таким образом, в докембрийской истории Земли было три этапа образования джеспилитов – неоархейский, раннепротерозойский и позднерифейский. Они отличались друг от друга по условиям формирования железных руд. В первый этап железо при формировании его месторождений поступало из эндогенных источников, а его руды залегают в эффузивно-осадочных толщах. Общие запасы руд этого возраста составляют первые десятки миллиардов тонн.

В раннепротерозойский (раннекарельский) этап образование железорудных месторождений происходило за счет железа, поступавшего из кор выветривания в источниках сноса. В анаэробных условиях на поверхности суши растворимое Fe^{+2} переносилось в морские бассейны. Там оно при воздействии O_2 , генерируемого цианобионтами, переводилось в Fe^{+3} и осаждалось на дно в виде его оксида. Так сформировались самые масштабные в Мире месторождения металла с запасами в сотни миллиардов тонн, известные на всех континентах.

После Великого окислительного события формирование полосчатых железистых кварцитов (BIF формация) прекратилось. Оно возобновилось спустя более миллиарда лет в специфических условиях ледникового климата с формированием GIF формации [4]. К рапитанитам относят огромные скопления джеспилитов Эль Мутун [5], юго-восточная Боливия. Они продолжается в соседнюю Бразилию, где называются Серрания де Жакадиго. Многие источники называют Эль Мутун самым крупным в Мире железорудным месторождением с разведанными ресурсами 40 млрд т. руды. Общие запасы железа формации Рапитан, обычно представленного гематитом, составляют до первой сотни миллиардов тонн.

Литература

1. Геологическая эволюция Земли: от космической пыли до обитателя человечества. / Отв. ред. М. В. Кузьмин, В. В. Ярмолюк; Рос. Акад. Наук. Сиб. отд-ние. Ин-т геохимии им. А. П. Виноградова. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2021. 327 с.
2. Хейзен Р. История Земли: от звездной пыли к живой планете. Первые 4500 000 000 лет. М.: Династия, 2015. 345 с.
3. Gaucher C. Chemostratigraphy of Neoproterozoic Banded Iron Formations (BIF): Types, age, and origin / Claudio Gaucher, Alcides L. Sial, Robert Frei // Chemostratigraphy: Concepts, Techniques, and Applications. Chapter 17. [Mu. Ramkumar, ed.]. Amsterdam-Oxford-Waltham: Elsevier, 2015. P. 433–450.
4. Sedimentology and Geochemistry of Glaciogenic... [Электронный ресурс]. URL: econgeol.geoscienceworld.org/cgi/.../542.p (Дата обращения 01.03.2023).
5. El Mutún From Wikipedia, the free encyclopedia *Geology of Bolivia* – Wikipedia. [Электронный ресурс]. URL: the.freeencyclopedia.en.wikipedia.org/wiki/Geology_of_Bolivia (Дата обращения 01.03.2023).

Н. С. Сагдеева

ИГ УФИЦ РАН, Уфа

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ КОЛГАНСКОЙ ТОЛЩИ ВОСТОЧНО-ОРЕНБУРГСКОГО СВОДОВОГО ПОДНЯТИЯ

В пределах юго-западной части Восточно-Оренбургского сводового поднятия (ВОСП), согласно литературным данным, колганская толща представлена двумя разновозрастными комплексами пород: нижним – карбонатно-глинистого состава верхнефранского возраста, и верхним – терригенного состава нижнефаменского возраста, плащеобразно покрывающим разновозрастной рельеф на значительном расстоянии [1].

По новым данным исследования керна в южной части ВОСП, разрез колганской толщи представлен отложениями разного литологического состава: карбонатного, глинисто-карбонатного и терригенного, относящимися к прибрежно-морским фациям [2]. В верхней части изученного разреза преобладают песчаники и доломиты, в нижней части карбонатные и глинисто-карбонатные отложения. Подстилают отложения колганской толщи строматопоровые баундстоуны франского возраста.

Преобладающими по распространению является литотипы карбонатного и глинисто-карбонатного состава.

Литотип 1. Биогермные известняки серые - строматопоровые баундстоуны, фреймстоуны, а также продукты разрушения биогерма, такие как рудстоуны и флаутстоуны. Комплекс органогенных остатков включает реликты строматопор, кораллов, остракод, брахиопод, фораминифер, водорослей. Вторичные изменения выражены в доломитизации, трещиноватости.

Литотип 2. Нодулярно-слоистые известняки и карбонатные брекчии. Нодули серого цвета представлены тонкобиокластовым пакстоуном, матрикс сложен глинисто-алевритистым темно-серым материалом, отложения содержат крупнораковинную фауну, обломки кораллов, строматопор, брахиопод, криноидей. Вторичные изменения выражены в доломитизации, пиритизации. Развита трещиноватость, местами отмечаются зоны дробления.

Литотип 3. Известняки ритмично-полосчатые и нодулярно-слоистые с прослоями брахиоподовых ракушняков (ракушняк типа рудстоун) в аргиллит-алевролитовой слоистой породе. Вторичные изменения выражены в доломитизации и пиритизации.

Литотип 4. Алевролит темно-серый, кварцевый, известковистый с карбонатным матриксом.

Литотип 5. Песчаник кварцевый, известковистый грубо- и среднезернистый, биотурбированный, содержащий реликты раковинных организмов. Наблюдается вторичная кварцевая цементация с развитием цемента регенерационного типа, а также

отмечается выщелачивание кальцитового цемента. С этим процессом связано формирование вторичной пористости в слоистых кварцевых песчаниках, благодаря чему они становятся слабо нефтенасыщенными. Локальные участки с развитием кальцитового, а также регенерационно-кварцевого цемента при этом сохраняются, выделяясь светло-серыми пятнами на буроватом фоне слоистой нефтенасыщенной породы.

В разрезе выделено шесть литотипов, которые объединяются в три седиментологических цикла.

Седиментологический цикл выражается в постепенном переходе от карбонатных, карбонатно-глинистых пород к терригенным. Отмечается переход от биогермных фаций известняков и продуктов их разрушения к карбонатным брекчиям с глинисто-алевритистым матриксом, и последующий переход к глинисто-алевритистым породам, алевролитам и кварцевым, известковистым песчаникам, грубо- и среднезернистым, биотурбированным.

Породы колганской толщи в целом не люминесцируют при ультрафиолетовом освещении, что указывает на отсутствие нефтенасыщения. Исключения составляют участки, где наблюдается слабое свечение кальцитизированных фаунистических остатков – пластовых строматопор, колониальных кораллов, а также участки, где слабо люминесцируют карбонатные литокласты в глинистом матриксе.

Таким образом, приведенная литологическая характеристика отложений колганской толщи, по керну скважины, пробуренной в пределах южной части Восточно-Оренбургского сводового поднятия, подтверждает сведения о комплексном – карбонатном и терригенном составе толщи, а также позволяет уточнить структурно-фациальную позицию этих отложений.

Литература

1. Геологическое строение и нефтегазоносность Оренбургской области - Оренбург: Оренбургское книжное издательство, 1997. 272 с.
2. Никитин Ю.И., Рихтер О.В., Вилесов А.П., Махмудова Р.Х. Структура и условия формирования колганской толщи на юге Оренбургской области // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2014. Т.9. № 2. С. 1–13.

А. Р. Сатдинова

МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва

ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА КУКУЙСКОГО КАНЬОНА ГЛУБОКОВОДНОЙ ОСАДОЧНОЙ СИСТЕМЫ ХУРАЙ ОЗЕРА БАЙКАЛ

Геолого-геофизический проект «TTR-Class@Baikal» реализуется с 2014 года, и с этого же года в его рамках ведется систематическое исследование интереснейшего

природного объекта – глубоководной осадочной системы Хурай, впервые обнаруженной в 2009 году. Детальное картирование русел этой глубоководной осадочной системы показало, что она обладает уникальным строением [3]. В ее проксимальной части находится Кукуйский каньон, по которому транспортируется терригенный материал, поступающий за счет стока реки Селенга со стороны его юго-восточного борта, а также сброс материала временными водотоками и малыми реками со стороны его северо-западного борта [3].

Данная работа посвящена результатам изучения четвертичных донных отложений каньона Кукуй, проведенного различными методами. Актуальность работы заключается в том, что Кукуйский каньон в качестве транзитной структуры терригенного вещества во многом определяет особенности строения глубоководной осадочной системы Хурай.

В рамках проекта «TTR-Class@Baikal» проводились исследования по выявлению вещественно-структурных особенностей обломочного материала, поступающего из разных источников сноса, а также закономерностей его распределения и путей переноса. Выявлено, что источники терригенного материала, характер его мобилизации, особенности транспортировки и меняющаяся морфология всей системы Хурай определяются активными неотектоническими процессами [3].

В ходе работ исследовались колонки TTR-BL22-527G и TTR-BL22-523G, отобранные в центральной и устьевой частях Кукуйского каньона, соответственно. Вещественный состав различных типов осадков был изучен при макроскопическом описании колонок, а также в смер-слайдах и шлифах. В шлифах и смер-слайдах оценивались содержание компонентов и структурно-текстурные особенности отложений, а также вещественные характеристики осадков [4].

Минеральный состав отложений определялся методом рентгенофазовой дифрактометрии валовых проб и глинистой фракции для каждого образца [2, 3]. Гранулометрический анализ проводился с помощью лазерного анализатора. Минералы тяжелой фракции после выделения в бромформе изучались с помощью оптической микроскопии. Было произведено генетическое истолкование данных гранулометрического и рентгенофазового анализа.

По результатам рентгенофазового анализа валового проб изучаемых осадков выявлено наличие следующих основных минералов: кварца (до 51%), калиевого полевого шпата (до 15 %) и плагиоклаза (до 41 %). В незначительном количестве присутствует роговая обманка, каолинит, смектит, гидрослюда, смешанослойные минералы, хлорит и пирит. Для обеих колонок, расположенных в разных частях Кукуйского каньона (центральной и устьевой), характерно преобладание полевых шпатов (КПШ и плагиоклаза), высокое содержание кварца.

Установлено, что состав породообразующих компонентов обломочной части осадков обеих колонок идентичен и относится к аркозовой группе [5]. Для Кукуйского

каньона выделяется единый преобладающий источник сноса, связанный со стоком реки Селенги, дренирующей комплексы пород с широким распространением гранитоидов.

Изучение минералов тяжелой фракции также показало сходство составов для осадков обеих рассматриваемых колонок. Среди акцессорных аллотигенных компонентов выявлено наличие рудных минералов (до 40 %), амфибола (до 15 %), граната (до 10 %), сфена (до 10 %), пироксена (до 10 %). В знаковых количествах встречаются апатит, турмалин, эпидот и силлиманит. По особенностям вещественного состава обломочной части осадков выделяется единая терригенно-минералогическая питающая провинция, характеризующаяся развитием кислых магматических пород [1].

По гранулометрическому составу обломочных зёрен, изучаемые отложения в колонках TTR-BL22-527G и TTR-BL22-523G представлены преимущественно тонкозернистым песком и алевритом. Для осадков характерна плохая сортировка (коэффициент сортировки колеблется от 2,868 до 3,171) и полимодальное распределение частиц по размеру [6].

Основываясь на данных, полученных в результате гранулометрического и рентгенофазового анализов, были составлены планшеты колонок донных осадков.

Литература

1. Бергер М. Г. Терригенная минералогия. М.: Недра, 1986. 227 с.
2. Кузнецова Г. А. Качественный рентгенофазовый анализ: Методические указания. - Иркутск: ИГУ, 2005. 28 с.
3. Полевой отчет по результатам работ VII международной студенческой экспедиции на озере Байкал, 2022. 81 с.
4. Фролов В. Т. Руководство по лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород. – Издательство Московского университета, 1964. 312 с.
5. Шванов В. Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Л.: Недра, 1987. 269 с.
6. Folk R. L. and Ward W. C. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. Journal of Sedimentary Petrology. 27. 1957. P. 3–26.

А. В. Сащенко, Г. А. Тарханова

ФГБУ «ВИМС», Москва

СВЯЗЬ УРАНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И УГЛЕФИЦИРОВАННОГО РАСТИТЕЛЬНОГО ДЕТРИТА НА РАННИХ СТАДИЯХ ЛИТОГЕНЕЗА НА ПАЛЕОДОЛИННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЗАБАЙКАЛЬЯ

В работе рассматривается последовательность накопления урановых концентраций на начальных стадиях литогенеза (седиментогенеза и диагенеза) на песчаниковых месторождениях Витимского и Витимо-Каренгского районов (Северное Забайкалье) (Рисунок).

Рудовмещающие отложения Витимо-Каренгского района представлены современными слабо преобразованными остатками наземной растительности с

незначительной примесью терригенной составляющей [1]. В пределах Витимского урановорудного района рудовмещающими отложениями являются континентальные неогеновые плохо сортированные песчано-глинистые породы, обогащённые углефицированным растительным детритом. Растительный детрит является одним из основных восстановителей урана в экзогенном рудогенезе.

Урановое оруденение на малом месторождении Орогочи Витимо-Каренгского района локализуется в приповерхностных торфяно-почвенных отложениях на глубине 0–2 м и приурочено к растительным остаткам начальной стадии гумификации. Мощность продуктивного горизонта составляет 1,5–2 м, среднее содержание урана 0,09 %. Минеральные формы урана не установлены, диагностированы только сорбционные накопления.

Экзогенное оруденение на месторождениях Витимского района приурочено к плохо сортированным континентальным отложениям, выполняющим палеоречные и овражные врезы в породы фундамента. Рудные тела имеют лентовидную в плане и линзовидную в разрезе форму протяженностью от 0,8 до 4 км, шириной 0,2–0,8 м. Урановая минерализация представлена преимущественно кальциевым фосфатом урана (нингиоитом) [2], а также в различной степени раскристаллизованными гелями аналогичного состава с примесью редкоземельных элементов [3]. Учитывая стадийность образования осадочных пород, разработанную Н. М. Страховым, В. Т. Фроловым [4] и О. В. Япаскуртом, торфяно-почвенные образования Витимо-Каренгского района соответствуют стадии седиментогенеза, а рудовмещающие породы Витимского района – диагенеза.

Формирование поверхностных практически безрадиевых накоплений урана в пределах Витимо-Каренгского района продолжается и в настоящее время. Концентрации урана коррелируются с содержанием органического вещества. Богатые руды с содержанием урана до 2 % приурочены к торфяно-почвенным разностям с содержанием растительных остатков 14–70 %, при увеличении терригенной составляющей концентрации урана уменьшаются. Руды имеют вуалевидное распространение треков радиоактивности, незначительно сгущаясь над растительными остатками. Повышенные содержания урана фиксируются только в периферийной части растительности, постепенно уменьшаясь к центру.

Основная часть урановых накоплений представлена рентгеноаморфной фазой, где уран приурочен к округлым и скорлуповатым конкрециям углеродистого состава. Таким образом для стадии седиментогенеза характерны только сорбционные накопления урана с неустановившимся радиоактивным равновесием.

В рудовмещающих песках Витимского региона устанавливается несколько видов накопления урана в ассоциации с углефицированным растительным детритом. На месторождениях Витимского района диагенез континентальных осадков происходит в

сульфидных геохимических условиях и зависит от масштабов деятельности сульфатредуцирующих бактерий.

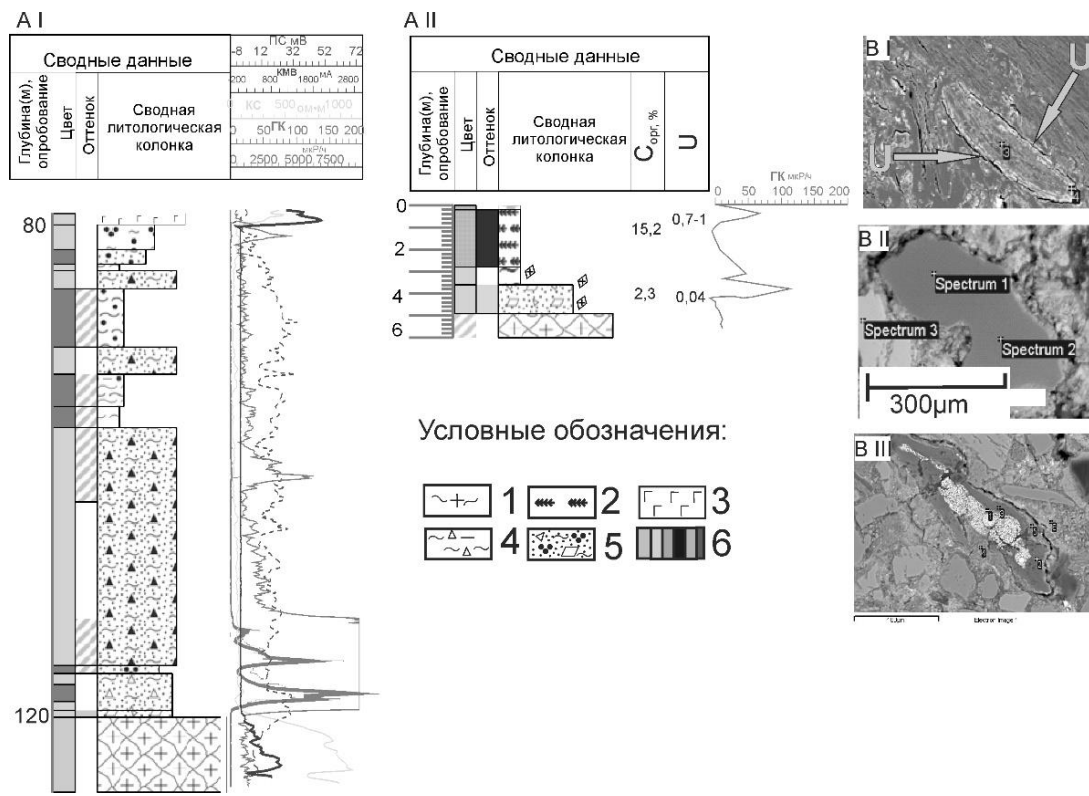


Рисунок. А типовые геолого-радиометрические разрезы: А I – Витимский район; А II – Витимо-Каренгский район. Условные обозначения: 1 – кора выветривания по гранитам; 2 – торфяно-почвенные отложения; 3 – базальты; 4 – глины с дресвой; 5 – разнозернистые пески, глинистые (хлидолиты); 6 – цветовая характеристика отложений: серый, салатовый, коричневый, черный, розовый, темно-серый. В – последовательность накопления урановых концентраций в пределах растительных остатков: I – сорбционные накопления на стадии седиментогенеза; II – сорбционные накопления на стадии раннего диагенеза; III – формирование минеральных форм урана при восстановлении на фрамбоидах пирита.

На начальной стадии диагенеза, после прекращения доступа кислорода, с началом действия сульфатредуцирующих бактерий растительные остатки обогащаются биогенной серой (1,2 %) и формируются колломорфные сорбционные накопления урана (1,4 %). В последующем начинает формироваться пирит в отдельных единичных клетках растительности (Fe – 14,7 %, S – 14,5 %), содержание урана составляет 1,6 %, - также только сорбционной природы. Подобные процессы сорбционного накопления в пределах растительных остатков схожи с описанными сорбционными накоплениями на стадии седиментогенеза в отложениях Витимо-Каренгского района.

В результате усиливающейся деятельности сульфатредуцирующих бактерий фрамбоидальный пирит псевдоморфно развивается по всему растительному остатку, а

не только в клеточной структуре, одновременно восстанавливая уран (до 10 %). В условиях, когда фрамбоиды пирита полностью псевдоморфно замещают растительный остаток, формируются минеральные формы нингионита с повышенными содержаниями железа и серы.

При поступлении инфильтрационных урансодержащих вод в отложения на стадии диагенеза в пределах углефицированного растительного детрита установлены 2 области с различным содержанием и соотношением урана и сопутствующих элементов. Непосредственно органический остаток характеризуется незначительными содержаниями урана (0,19 %), относительно повышенными содержаниями серы (2,2 %), незначительными железа (0,25 %), алюминия (0,26 %) и кремния (0,13 %), при этом поля распространения данных содержаний элементов полностью совпадают с областью распространения углерода. Такие соотношения элементов характерны для начальной стадии диагенеза, времени начала действия сульфатредуцирующих бактерий, что отвечает сорбционной природе накопления урана. Область же повышенных содержаний урана (9,7 %) совпадает с полями распространения повышенных содержаний фосфора (3,8 %), кальция (3,4 %), алюминия (11 %) и кремния (14,3 %), т. е. элементов-спутников урана. Таким образом, можно заключить, что растительный остаток замещается поликомпонентными ураноносными гелями с элементами нингионитового состава, без формирования минеральных форм.

Установлено, что накопление урана на песчаниковых месторождениях связано с преобразованием растительного детрита и последовательным развитием стадий литогенеза. Интенсивность процессов зависит от геохимических условий среды, в том числе деятельности микроорганизмов, обводненности, условий и скорости захоронения и степени гумификации растительного органического вещества. Сорбционные накопления урана характерны для начальных этапов формирования осадочных отложений – седиментогенеза и раннего диагенеза. Первоначально уран сорбируется в краевой части растительного детрита, а затем по всему растительному остатку. При погружении осадочных отложений и с началом действия сульфатредуцирующих бактерий растительный детрит обогащается биогенной серой, а в дальнейшем формируется фрамбоидальный пирит, который восстанавливает уран. На более поздних стадиях диагенеза пирит сорбирует урана, а затем из поликомпонентных гелей кристаллизуется минеральная форма урана.

Литература

1. Пешков П. А., Суматов Ю. М., Шумилин М. В. Молодой уран России. // Разведка и охрана недр. 2015. № 10. С. 24–28.
2. Дойникова О. А., Тарасов Н. Н., Карташов П. М., Петров В. А. Черневые фосфатные урановые руды Витимского плато (Бурятия). // Радиохимия. 2020. Т. 62. № 4. С. 349–358.
3. Тарханова Г. А., Прохоров Д. А. Генетические особенности формирования уранового оруденения «витимского» типа. // Разведка и охрана недр. 2017. № 11. С. 47–59.
4. Фролов В. Т. Литология учеб. Пособие. – М.: Изд-во МГУ. Кн. 1. 1992. 336 с.

А. А. Свиточ, Р. Р. Макшаев, Т. С. Ключиткина, А. А. Бердникова

МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва

К ВОПРОСУ О ГИРКАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ НИЖНЕЙ ВОЛГИ

Гирканский этап развития является одним из наиболее дискутируемых в плейстоценовой истории Каспия. Гирканский этап отвечает развитию трансгрессивной фазы Каспийского моря. В работе рассматривается строение разреза Копановка, располагающегося в районе одноименного села в Астраханской области (Нижняя Волга). Возраст гирканского этапа в течение длительного времени был предметом дискуссий и до сих пор точно не установлен. Радиоуглеродные даты гирканских раковин из Северного Каспия превышают 55 т. л. н. (это предельные значения для данной методики). Учитывая особенности перекристаллизации материала, возрастные величины оцениваются в 75–80 т. л. н. [1]. Существует также радиоуглеродная дата 43 т.л.н., полученная из разреза Цаган-Аман, которая рассматривается авторами [2] как гирканская.

По составу гирканские отложения представлены разнообразными песчано-глинистыми осадками, содержащими раковины солоноватоводных моллюсков: *Didacna subcatillus*, *D. delenda*, *D. parallella*, *D. cristata*, *D. pallasi*, *D. subcrassa*, а также пресноводных теплолюбивых моллюсков *Corbicula fluminalis* [3]

Гирканские отложения древнего Каспия установлены Г. И. Поповым [4] и Г. И. Горецким [5] на Маныче. На Нижней Волги гирканские отложения впервые описаны Г. И. Поповым [6] в разрезе Копановка, выделенном в качестве стратотипа гирканских отложений Поволжья. На данном разрезе работали многие специалисты, изучающие плейстоценовую историю Каспия [2, 7–11]. На основе полученных результатов большинством исследователей не было выделено отложений, отвечающих гирканскому этапу.

Фациально разрез Копановка весьма пестрый, в нем также не удастся достоверно проследить однотипное фациальное строение и простирание отмеченных гирканских слоев. Если пренебречь фаунистическими различиями разреза Копановка и выделять гирканские отложения по положению в разрезе – ниже ательских и выше хазарских образований, то среди них будут преобладать глины серых расцветок с прослоями песков. Реже они перекрыты глинами, в кровле разбитыми глубокими мерзлотными трещинами. Обычно они залегают под песками косослоистыми с прослоями глин и обилием разнообразной солоноватоводной и пресноводной фауны. Без резкого перерыва отложения часто перекрывают и близкие по строению серые слоистые глины [6, 9, 10] реже со следами размыва ниже залегают косослоистые пески [8, 11].

На основе изучения строения данного разреза показано, что в настоящее время нет убедительного фактологического обоснования для выделения в разрезах Нижнего

Поволжья отложений гирканской трансгрессии. В первую очередь, это относится к отсутствию в разрезе ископаемой руководящей гирканской малакофауны, геохронологической и литофациальной диагностики. Гирканские отложения отмечены только в отложениях Маныча и северной части Каспийского моря, возраст их накопления соотносится со стадией МИС 5. Исследования выполнены в рамках проекта РНФ № 22-27-00164.

Литература

1. Sorokin V. M., Yanina T. A., Bezrodnykh Yu. P., Romanuk B. F. Identification and age of submarine Girkanian sediment beds (Upper Pleistocene) in the Caspian Sea, Quaternary International, 2018, 465A, p. 152–157.
2. Лаврушин Ю. А., Спиридонова Е. А., Тудрин А., Шали Ф. и др. Каспий: гидрологические события позднего квартала // Бюлл. комисс. по изуч. четв. периода. 2014. № 73. С. 19–50.
3. Янина Т. А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2012. 264 с.
4. Попов Г. И. Четвертичные отложения западной части Прикаспийской низменности и Манычской долины. М: Гидропроект, 1949. 75 с.
5. Горецкий Г. И. О палеогеографии Приазовья и Западного Приманычья в узунларо-гирканский и буртасские века // Вопросы географии. 1953. № 33. С. 190–221.
6. Попов Г. И. Гирканская трансгрессия в Северном Прикаспии // Бюлл. комисс. по изучению четвертичного периода. 1967. № 33. С. 77–86.
7. Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря // Труды геологич. ин-та АН СССР. 1957. Вып. 10. С. 298.
8. Васильев Ю. М. Антропоген Южного Заволжья. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 168 с.
9. Москвитин А. И. Плейстоцен Нижнего Поволжья // Труды Геологич. ин-та АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Вып. 64. 264 с.
10. Свиточ А. А. Материалы по стратотипам региональных и местных подразделений каспийского неоплейстоцена и голоцена. Избранные труды. Т.2. М.: Россельхозакадемия. 2012. С. 115–143.
11. Гричук В. П. Материалы к палеоботанической характеристике четвертичных и плиоценовых отложений северо-западной части Прикаспийской низменности // Тр. ИГ АН СССР. 1954. Т. 61. №11. С. 5–79.

К. М. Седаева

МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва

АСТРОЛИТОЛОГИЯ: ОСАДОЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ МАРСА И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ (НАУЧНЫЙ ОБЗОР)

В ноябре 1971 г. Советский Союз впервые в мире запустил автоматические межпланетные станции (АМС) и только «Марс-2 и Марс-3» достигли поверхности планеты, которые дали первые снимки Марса, сделанные на месте. Позднее, на основании геолого-морфологического анализа фотографий поверхности Марса с помощью АМС «Марс-4 и Марс-5» были выявлены образования ударного, вулканического, флювиального, гравитационно-склонового, эолового и тектонического происхождения [1– 2]. В период 1972–1975 г. г. США запустили первые космические аппараты (Маринер и др.) и лишь Викинг-2 сел в 1975 г. на поверхность Марса, и прислал

панорамные снимки планеты. Позже стали получать снимки с Маринер-9, дешифрирование которых подтвердило наличие на Марсе разных генетических типов образований. В целом было выявлено, что рельеф планеты подвергнут экзогенной переработке поверхности, помимо метеоритной бомбардировки.

С 1997 г. стали запускать с Земли роботизированные марсоходы. В 2019 г. Китай осуществил запуск марсохода Чжужун. Всего было отправлено 26 марсоходов, для научных исследований работали шесть, три из них – Кьюриосити, Персеверанс (США) и Чжужун (КНР) работают и в настоящее время.

Впервые в июне 2018 г. марсоход Opportunity (США) обнаружил осадочные породы за пределами Земли. В 2021 г. марсоход Кьюриосити совершил посадку в Северном полушарии, в крупном кратере Гейла и сделал ряд уникальных снимков, позволивших провести более детальные геолого-морфологические исследования и уточнить строение, состав и генетическую принадлежность экзолитов Марса.

Терригенно-флювиальные образования были выявлены при анализе снимков кратера Гейла, на дне которого залегают глина, гравий и галька среди образований древнего озера, покрывая местами, на отдельных участках его поверхность и центральную часть г. Шарп. На основе данных химического анализа, сделанного на месте, выявлено, что они состоят из смектита и обломков эффузивов, полевого шпата, оливина, пироксена [3–4 и др.]. По мнению геологов и планетологов, их присутствие в грунте свидетельствует, что древнее озеро существовало здесь около 4,2–3,5 млрд лет тому назад.

Кроме этого, на многих панорамных снимках планеты хорошо видны выходы скальных слоистых образований в виде уступа на поверхности Марса, большей части из которых присуще горизонтальная слоистость и тонкоплитчатая отдельность с гладкой поверхностью, что свойственно озерным терригенно-флювиальным образованиям. Вблизи горы Шарп была пробурена скважина для забора образцов грунта и их исследования на месте. При этом было выявлено: **1)** присутствие сульфата магния ($MgSO_4$), сульфата кальция ($CaSO_4$) и хлорида натрия ($NaCl$); **2)** наличие разных типов осадочных пород и **3)** доказательство того, что в этом районе присутствовала вода 4,2–3,5 млрд лет назад.

На основании анализа и синтеза данных, полученных со снимков, переданных АМС и марсоходами на Землю на протяжении более 50-лет изучения планеты, появилось множество признаков, указывающих на присутствие воды на планете. На полученных ранее фотоснимках АМС были выявлены ряд долин паводкового типа протяженностью от 250 до 800 км (долины Ниргал, Уэбой и др.), имеющие древовидную систему притоков и образующие в плане меандровый рисунок [2]. На некоторых пейзажных снимках, полученных в XXI веке, было уже четко видно русло реки и следы воздействия воды на поверхности Марса, а также терригенно-флювиальные образования, указывающих о водно-эрозионном происхождении долин и присутствии воды на планете [3–4 и др.].

Новый набор топографических карт, составленных по результатам спутниковой съёмки, позволил установить признаки существования в древности обширного океана на планете. Вначале были обнаружены фрагменты длинной береговой линии океана возрастом 3,5 млрд л. в Северном полушарии планеты, которое представляет собой низину (в отличие от южного полушария, которому присуще высокий рельеф). Позднее, в 2022 г. был обнаружен другой ключевой признак океана – очень мощная (до 900 м) толща слоистых осадочных образований на площади более 1000 км² [3–4 и др.].

Помимо этого, было выявлено на поверхности Марса углубления – овраги и каналы нередко длиною до 2000 км и шириною до 100 км, образовавшиеся, с большой долей вероятностью, под воздействием воды. Именно присутствие воды на планете могло вызвать: 1) масштабные наводнения и образование глубоких долин и оврагов, 2) размывать те или иные породные ассоциации с формированием в них углублений и неровностей разного порядка, а также терригенно-флювиальных образований разного (пролювиального, озерного, морского, океанского?) генезиса.

Гравитационно-склоновые образования были выявлены на склонах кратеров в виде концентрических дугообразных ступеней-террас, а также сползших вниз блоков пород неправильной формы (оползни в кратере Гейла, Холден и др.), иногда образующие беспорядочно бугристый рельеф на их склонах. Местами бугристый рельеф оползневых склонов пронизан эрозионными ложбинами под воздействием временных потоков (?) в отличие от радиальных борозд типа камнепадных желобов [1, 2]. Нередко гравитационные образования в виде коллювия обрушения и отчасти осыпных накоплений наблюдаются у подножия скальных выходов терригенно-флювиальных образований разного генезиса, а на поверхности последних отмечается каменистый развал эндолитов (в основном, вулканитов) и отчасти экзолитов в виде горизонта конденсации – скопления грубообломочных образований (разноразмерных глыб и щебенки) [3–4 и др.].

Эоловые образования в виде темных шлейфов дюноподобных форм наблюдаются за кратерами, а также темных пятен и шлейфов неправильной формы – у подножия уступов скальных выходов слоистых терригенно-флювиальных образований, нередко с характерной ветровой рябью (с преобладанием ее длины над ее высотой).

По результатам данных, полученных с зонда «ЭкзоМарс-TGO», установлено, что из-за пылевых бурь вода из атмосферы Марса улетучивается в космос от пяти до десяти раз быстрее прежнего. Пыльные бури происходят почти каждый год и, по мнению ученых, они смогли сыграть важную роль в исчезновении воды с планеты и образовании эоловых накоплений разных форм. Многие исследователи считают, что Марс мог потерять бóльшую часть текучей воды в период от 4,1 до 3,7 млрд л. тому назад, когда планета лишилась большей части атмосферы. Следы этой воды обнаруживаются в составе терригенно-флювиальных образований, содержащих 1%, крайне редко 4 % H₂O [4].

Из вышесказанного следует, что планета Марс в ранние эпохи своего существования была очень похожа на Землю в ее нынешнем виде: **1)** плотная атмосфера; **2)** мощная магнитосфера; **3)** мягкий климат; **4)** моря (возможно, даже океаны), озера и бурные реки (?); **5)** вулканическая и тектоническая активность; **6)** наличие экзогенных геологических агентов (ветер, текучая вода, гравитация), что и на Земле.

Это в свою очередь привело к формированию экзолитов Марса – осадочных образований разной генетической принадлежности.

Однако какая-то пока неустановленная катастрофа планетарного масштаба изменила до неузнаваемости некогда прекрасное место в Солнечной системе, разгадать которую предстоит в будущем следующим поколениям исследователей.

Заключение. До настоящего времени роботизированные марсоходы являются самыми дешевыми и безопасными технологиями для изучения поверхности Марса.

Госкорпорация «Роскосмос» и Европейское космическое агентство (ЕКА) должны были запустить марсоход ЭкзоМарс (ExoMars) в сентябре 2022 г. с датой его посадки в июне 2023 г.

Первоначально запуск был запланирован на 2020 г., но был отложен по техническим причинам и из-за эпидемии коронавируса, а сейчас – из-за политических событий и санкций.

Однако будем надеяться, что в ближайшее время это произойдет и будет получен новый материал об особенностях строения, состава и генетической принадлежности породных ассоциаций планеты, что прольет свет на историю геологического развития Марса и планет земной группы.

Литература

1. Суханов А. Л. Особенности геологического строения участка Марса, заснятого автоматическими станциями «Марс» // Тектоника и структурная геология. Планетология / под ред. ак. А. В. Пейве и ак. А. П. Виноградова. Москва: Наука, 1976. С. 299–305.

2. Флоренский К. П., Базилевский А. Т., Кузьмин Р. О., Попович В. Д., Пронин А. А. Геологическое строение Эритрейского моря на Марсе // Тектоника и структурная геология. Планетология / под ред. ак. А. В. Пейве и ак. А. П. Виноградова. Москва: Наука, 1976. С. 281–299.

3. <https://www.vesti.mirtesen.ru>

4. <https://www.themarysue.com/>

И. Е. Стукалова¹, С. В. Наугольных¹, Т. А. Садчикова¹, А. Л. Чепалыга²

¹ Геологический институт РАН, Москва

² Институт географии РАН, Москва

ГАГАТЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ СРЕДНЕЙ ЮРЫ КРЫМА (СУДАК): УГЛЕПЕТРОГРАФИЯ И ПАЛЕОБОТАНИКА

Объектом исследования являются угленосные отложения средней юры баткелловейского яруса копсельской свиты, изученные в естественных обнажениях долины р. Копсель в районе г. Судака (Крым).

Интерес для исследования представляет присутствие в этих отложениях линз и прослоев бурого угля – гагата. Многие исследователи (Н. И. Андрусов, А. А. Борисьяк, М. А. Михельсон, А. С. Моисеев, В. А. Обручев и др.) отмечали в разных районах п-ва Крым наличие ископаемых углей в отложениях средней юры [1, 2], но изучение их часто было недостаточным. Наиболее изученным является Бешуйское месторождение гагатов в Бахчисарайском районе, где велась добыча углей для местных нужд.

В ходе полевых работ были описаны два обнажения (24/21 и 25/21) копсельской свиты средней юры, которые расположены в 1 км выше устья р. Копсель и берега Черного моря. В целом в разрезе вскрывается терригенный комплекс, представленный чередованием слоев разнозернистых песчаников и алевролитов с линзовидными пропластками углей. Гагаты изучены макроскопически (формы и условия залегания в разрезе) и микроскопически (углепетрографическими методами): в двусторонне-полированных шлифах в поляризационном микроскопе, а также в сканирующем микроскопе VEGA3 TESCAN (ГИН), с помощью приставки ULTM MAX к СЭМ выполнен микроанализ химических элементов (Рисунок). Проведены палеоботанические исследования углефицированных растительных остатков.

Углепетрографические исследования позволили определить микрокомпонентный состав юрских углей и отнести их к гумусовой группе. Палеоботанические исследования подтвердили отнесение углей к разновидности гагатов, так как в основном они сложены остатками растений семейства Араукариевых или близких к ним таксонов.

При исследовании шлифов в проходящем свете (увел. $100\times$ – $200\times$) видно, что уголь состоит из крупных фрагментов структурного витринита и гелефицированной основной массы. Структурный витринит красно-коричневого цвета, с сохранившимися проводящими каналами растительной ткани, более темными, чем основная масса. Гелефицированное вещество красно-коричневого цвета, полуразложившееся, иногда в нем наблюдаются сохранившиеся годовые кольца древесины. В сканирующем микроскопе при увеличениях от $200\times$ до $2000\times$ отчетливо проявляется блоковая структура гагата, наблюдается угольное углеродистое вещество (темное поле) и крупные трещины (светлое поле), заполненные кальцитом (см. Рисунок (1)). Наблюдается характерное для однородного колломорфного витринитового вещества строение с внутренними трещинами усыхания (см. Рисунок (2)). Точки замеров химических анализов на темном поле показывают преобладающее содержание углерода, на светлом поле – кальция. Минеральные включения представлены терригенной примесью в виде редких мелких зерен кварца и пирита. Вторичные изменения выражаются в пропитке органической массы гагатов карбонатными растворами, возможно при повышенной температуре, так как органическое вещество становится оптически непрозрачным. Кальцит развит также по трещинам в витрините: это макротрещины, мелкие трещины и наннотрещины (различаемые в сканирующем микроскопе) (см. Рисунок (3), (4)).

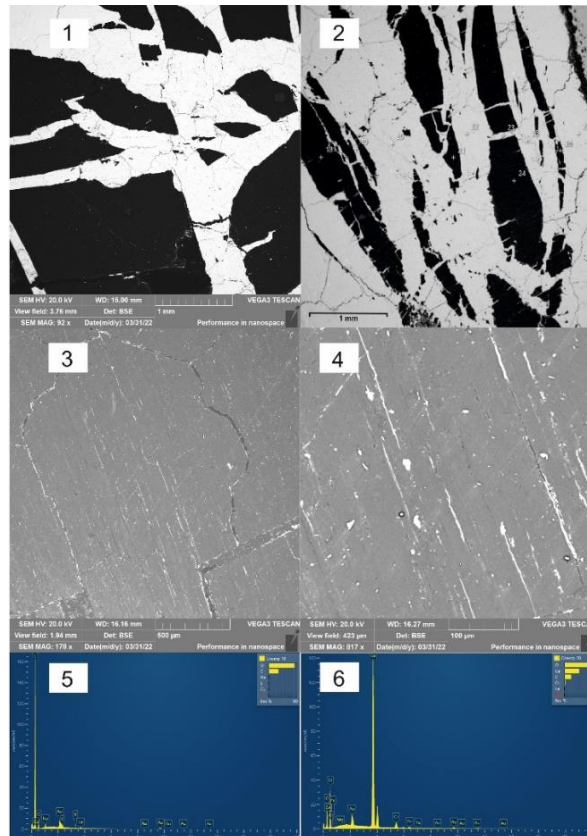


Рисунок. Микрофотографии структуры гагатов (обн. 25/21) в сканирующем микроскопе и результаты химического анализа.

1 – блоковая структура гагата: крупные трещины, заполненные кальцитом (светлое) и угольное вещество (темное); 2 – то же, мелкоблоковое строение: характерное для однородного колломорфного витринитового вещества строение с внутренними трещинами усыхания (точка 18 на темном поле – углерод, точка 20 на светлом поле – кальцит); 3 – однородное вещество гагата с микротрещинами, заполненными кальцитом; 4 – то же, при большом увеличении: видна терригенная примесь в виде редких мелких зерен кварца и пирита; 5 – элементный состав в точке 18; 6 – элементный состав в точке 20, соответствующий кальциту.

В результате изучения углефицированной древесины в электронном сканирующем микроскопе были получены данные об ее анатомическом строении. Древесина пикноксильная, сложенная трахеидами с однорядной поровостью. Наблюдаются поля перекреста с многочисленными порами круглых и овальных очертаний. Средний диаметр трахеид меняется в пределах от 20 мкм до 30 мкм. Наблюдается слабо развитая паренхимная ткань. Установлено большое сходство изученной древесины с древесиной рода *Araucarioxylon* Kraus 1870, emend. Maheshwari 1972 [3]. Палеоботанические исследования позволили определить таксономическое положение растений-углеобразователей, относящихся к хвойным.

Среднеюрская растительность Крыма занимала преимущественно низменные участки морского побережья, возможно, сезонно подтопляемые, что создало

благоприятные условия для формирования залежей торфа, позднее преобразовавшегося в уголь. По нашим литолого-фациальным данным, это были мелководные изолированные или полуизолированные водоемы со слабой гидродинамикой (лагуны), где отлагались горизонтально слоистые мелкозернистые пески и алевриты с обилием фрагментов растительных тканей. Возможно, основную биомассу для образования торфяников давали остатки хвойных.

Работа выполнена по темам Госзадания ГИН РАН и Госзадания ИГ РАН.

Литература

1. Геология СССР. Т. VIII. Крым. Полезные ископаемые. 1974. М.: Недра, 1974. 205 с.
2. Шнюков Е. Ф., Кутний В. А., Рыбак Е. Н. Камень ночи. Изд. 2-е, допол. Киев: ОМГОР НАНУ, 2009. 64 с.
3. Brea M. Una nueva especie del genero Araucarioxylon Kraus 1870, emend. Maheshwari 1972 del Triasico de Agua de la Zorra, Uspallata, Mendoza, Argentina // Ameghiniana (Rev. Asoc. Paleontol. Argent.). 1997. V. 34 (4). P. 485–496.

Н. А. Таратунина^{1,2,3}, Р. Н. Курбанов^{2,3}, А. А. Анойкин¹

¹*Института археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск*

²*МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва*

³*Институт географии РАН, Москва*

РАЗВИТИЕ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ (НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗА КОСИКА)

Особенностью плейстоцена как геологического периода являются значительные по масштабам циклические изменения климата, приводившие к смене холодных и теплых эпох длительностью в десятки тысяч лет. Эволюция многолетней мерзлоты, которая во многом определяет локальные климатические условия, процессы осадконакопления, водный баланс, особенности рельефа и ландшафтов, является одним из интереснейших вопросов четвертичной геологии. Роль криогенеза в формировании современной ландшафтной структуры Северной Евразии, развитие экзогенных процессов и рельефа до сих пор остаются не до конца исследованными [1].

В материалах представлены результаты полевого и лабораторного изучения отложений разреза Косика. Впервые для данного разреза детально изучены и описаны структуры по типу псевдоморфоз, доказано их криогенное происхождение. Абсолютное датирование отложений, вмещающих криогенные структуры, позволило выделить временные интервалы их формирования.

По результатам изучения отложений Косика сделаны следующие выводы:

1. Основание разреза представлено толщей осадков раннехазарской трансгрессивной стадии, за которой последовало понижение уровня моря с развитием пресноводного озера-лагуны в долине Волги.

2. В морских позднехазарских отложениях зафиксированы два криогенных горизонта, выраженные в виде псевдоморфоз до 30 см, заполненных ожелезненным песком, и псевдоморфоз до 65 см, заполненных сцементированным серым песком, иногда с горизонтальными отростками, что свидетельствует о существовании здесь субаэральных условий около 115–105 тыс. л. н. Ввиду различий в облике структур и заполнителя предполагается, что формирование структур происходило в разные этапы. ККК для верхней части позднехазарских осадков составляет 0,93–1,13, что соответствует представлениям о многократном циклическом промерзании-протаивании отложений либо существовании маломощной многолетней мерзлоты. Формирование структур было быстрым и кратковременным в условиях колебаний уровня Каспия. На Восточно-Европейской равнине (ВЕР) в это время фиксируют самое раннее похолодание валдайской эпохи, наступившее после микулинского межледниковья.

3. В отложениях, отвечающих этапу времени 90–82 тыс. л. н., зафиксированы мешкообразные псевдоморфозы до 40 см с однородным песчаным заполнителем, отсутствующим выше в разрезе, что объясняется последующими флуктуациями уровня Каспийского моря в этом районе. Для этого времени на юге Нижнего Поволжья реконструируется маломощная редкоостровная мерзлота или глубокое сезонное промерзание; на ВЕР этому времени соответствует начало валдайского оледенения.

4. Далее последовала хвалынская трансгрессивно-регрессивная эпоха, включавшая как раннехвалынский и позднехвалынский трансгрессивные периоды, разделенные енотаевской регрессией. Перед наступлением хвалынского моря около 23–22 тыс. л. н. здесь сформировались криогенные структуры клиновидного облика, заполненные песчаным материалом, отсутствующим выше в разрезе. Для региона реконструируется маломощная редкоостровная мерзлота либо глубокое сезонное промерзание. На ВЕР для этого времени фиксируется начало развития ярославского криогенного горизонта.

5. Около 15–14 тыс. лет назад хвалынский бассейн перешел в регрессивную стадию, и в северной части Нижней Волги накопилась верхняя часть «шоколадных глин». В южной части долины морская аккумуляция прекратилась около 12–13 тыс. л. н. Это позволяет реконструировать понижение уровня моря раннехвалынского бассейна между 15–14 и 13–12 тыс. л. примерно на ~15 м. В разрезе Косика отложения Енотаевской регрессии видны в виде слабо развитой палеопочвы с признаками поверхностного размыва, возраст этих отложений в настоящее время составляет 13–12 тыс. л.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект 21-18-00552).

Литература:

1. *Величко А. А.* Эволюционная география: проблемы и решения. М.: ГЕОС, 2012. 564 с.

Н. А. Таратунина^{1,2}, В. В. Rogov¹, И. Д. Стрелецкая¹, Т. А. Янина¹, Р. Н. Курбанов^{1,2}

¹*МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва*

²*Институт географии РАН, Москва*

ХРОНОЛОГИЯ КРИОГЕННЫХ СОБЫТИЙ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА В НИЖНЕМ ПОВОЛЖЬЕ

При изучении лёссово-почвенных серий перигляциальной зоны Восточно-Европейской равнины А. А. Величко выявлены особые морфологические образования в этих отложениях в виде криотурбаций, псевдоморфоз, клиновидных образований. В связи с широким распространением следов криогенных структур в пределах всей перигляциальной зоны позднего плейстоцена установлена связь между криогенными образованиями и палеоклиматом [1, 2]. На территории Восточно-Европейской равнины (ВЕР) описано большое количество криогенных структур (КС), однако лишь малая часть из них охарактеризована детальными литологическими исследованиями и абсолютными датами, что не позволяет коррелировать события одних регионов с другими и реконструировать влияние криогенеза на различные элементы ландшафта.

С целью установления этапов развития криогенеза и границ распространения криолитозоны на территории юго-востока Восточно-Европейской равнины развернуты специальные работы: изучена серия разрезов с многочисленными КС в толще пород среднего и позднего плейстоцена, охарактеризована морфология криогенных структур, выполнены морфоскопия кварцевых зерен и микроморфологические исследования, расчет коэффициента криогенной контрастности, а также абсолютное датирование отложений. В северной части Нижнего Поволжья установлено четыре этапа развития криогенеза в позднем плейстоцене, которые различались по типу, масштабу распространения и условиям образования криогенных структур.

Климатические параметры исследуемого региона достаточно однородны. При реконструкции учитывались местные климатические особенности, состав отложений, влажность и историческое прошлое. Анализ результатов позволяет сформулировать следующие выводы:

1. Изучение строения и морфологии структур, морфоскопии кварцевых зерен, микростроения отложений, определение коэффициента криогенной контрастности для горизонтов лёссов и палеопочв подтверждают криогенное происхождение структур в выделенных криогенных горизонтах.

2. Абсолютное датирование отложений методом ОСЛ и корреляция криогенных горизонтов по времени позволили выделить четыре этапа развития криогенеза на изученной территории в позднем плейстоцене.

3. Наиболее суровые условия в Нижнем Поволжье с существованием многолетней мерзлоты, отрицательных температур грунтов реконструируются на границе МИС 5a /

МИС 4. В период формирования лёссов условия были суровыми, криогенез нашел отражение в более глинистых, более влагоемких отложениях – в палеопочвах.

Проведенные исследования показали перспективность применения методики комплексного криолитологического анализа минерального вещества для оценки палеогеографических условий времени их образования. На примере изучения разрезов показано, что, как в пределах многолетней перигляциальной криолитозоны, так и в условиях сезонного промерзания в позднем плейстоцене происходили процессы криогенного преобразования отложений, во многом предопределившие состав и строение ательских отложений Нижнего Поволжья

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 20-55-56046).

Литература:

1. *Величко А. А.* Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.
2. *Vandenberghе, J., French, H.M., Gorbunov, A., Marchenko, S., Velichko, A., Jin, H., Cui, Z., Zhang, T., Wan, X.* The Last Permafrost Maximum (LPM) map of the Northern Hemisphere: permafrost extent and mean annual air temperatures, 25-17 ka BP // *Boreas*. 2014. 43 (3). P. 652-666. DOI: 10.1111/bor.12070

Е. М. Тесакова^{1,2}

¹*МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва*

²*Геологический институт РАН, Москва*

ОЦЕНКА ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ПАЛЕОГЛУБИНЫ ПО ОСТРАКОДАМ МЕТОДОМ ГЛАЗНЫХ БУГОРКОВ

Введение. У бентосных остракод из отряда Podocoripida имеется один фронтальный (науплиальный) глаз, состоящий из двух латеральных глазков и одного вентрального, редуцированного у некоторых видов. В некоторых семействах над боковыми глазками на створках могут развиваться кутикулярные линзы, которые служат для аккумуляции света и улучшения зрения [1]. В зависимости от освещенности дна выпуклость этих линз варьирует от минимальной (такая структура на створке называется глазным пятном) до шарообразного глазного бугорка (ГБ), иногда приподнятого на тубусе [2]. Диаметр и кривизна этих структур в некоторой степени зависит от робустности и амплитуды скульптуры, но в основном от освещенности дна, что позволяет использовать их для реконструкции палеоглубины [1, 3, 4].

Максимальный размер ГБ был выявлен Р. Бенсоном у современных остракод с внешнего шельфа. Глубину, до которой происходило увеличение ГБ, он не конкретизировал, но отметил последующее снижение этого параметра на склоне до отметки $\approx 600\text{--}900$ м, глубже которой обитали лишь слепые [5].

Моделирование глазных адаптаций подокопид к разной освещенности позволило М. Контровичу и Дж. Мьерсу вывести формулу для расчета абсолютной глубины и

предложить ее для палеорекоkonструкций [6]. По их расчетам, максимальная глубина, на которой остракоды могут различать свет в олиготрофных водах океана, составляет 280 м, а на шельфе – около 85 м. Этот разброс объясняется бóльшей мутностью воды на шельфе из-за терригенного сноса с близкого берега и высокой биопродуктивности неритовой зоны. Например, коэффициент прозрачности (КП) в Саргассовом море составляет 0,025 [7], в зоне апвеллинга (батыаль) у Мавритании – 0,2–0,3 [8], а на динамичном шельфе западной Африки – 0,5 [9]. Поэтому при реконструкции абсолютной глубины накопления верхнемеловой формаций Demopolis Chalk (Алабама и Миссисипи) М. Пакетт принял КП для чистого писчего мела 0,2–0,3, а для мергеля – 0,5. По размерам ГБ остракод из этих пород он рассчитал глубину седиментации: 65–90 м для писчего мела и 35 м для мергеля [10].

По данным Г. Танаки, изучившего распространение 50 видов современных остракод в диапазоне глубин 0,2–351 м вокруг Японии и вдоль побережья СВ Вьетнама, размер ГБ возрастал до отметки 50–60 м, после чего уменьшался до 120–130 м, и далее вниз по катене эти виды встречались уже спорадически [4]. Т. е. модель Бенсона (где размер ГБ рос на внешнем шельфе, вплоть до бровки, и уменьшался на склоне), по мнению автора, не подтвердилась, и весь сценарий проходил на шельфе (т. е. ГБ увеличивался на внутреннем шельфе и уменьшался на нижнем).

К аналогичным выводам пришла И. А. Николаева, изучившая палеогеновых остракод Крымско-Кавказской области [2, 11]. Шельфовые (по определению Николаевой «мелководные») комплексы происходили из Бахчисарайского разреза (ЮЗ Крым), а глубоководная батиальная фауна из разреза Хеу (СВ Кавказ). Крымские остракоды характеризовались бóльшим разнообразием и трахилеберидацеями с ГБ. А кавказские – «обязательным глубоководным компонентом» из эврибионтных гладкостенных *Argilloecia*, *Abyssocypris*, *Bairdia*, *Bythocypris*, *Cytherella*, *Krithe* и трахилеберидацеями без ГБ, т. е. «вторично слепыми» – *Paleoabyssocythere*, *Phacorhabdotus*, *Trachyleberidea* и *Agrenocythere* [2, с. 195, 5]. Увеличение глубины на шельфе проявлялось в крымских комплексах двояко: 1) размер ГБ у трахилеберидацей мог расти, а 2) доля зрячих остракод уменьшалась (к которым, кроме трахилеберидацей, относились некоторые цитеруриды, шизоцитериды и локсоконхиды из цитерацей).

Опираясь на модель Бенсона, М.С. Карпук реконструировала изменение уровня моря в барреме и апте ЮЗ и Ц Крыма (шельфовая зона) по соотношению остракод с ГБ и без оных [12]. Суть метода: чем больше в образцах с нижней сублиторали доля экземпляров с ГБ, тем глубже. Независимые реконструкции колебания уровня моря по различию в температуре поверхностной и придонной воды (определялась по изотопам O^{18} из раковин бентосных остракод и планктонных фораминифер) показали аналогичные тренды. Обе эти реконструкции хорошо совпали с глобальной палеобатиметрической кривой для раннего мела [13], но противоречили реконструкциям глубины по

палеогеновым остракодам из Крымско-Кавказской области и актуалистическим данным из Японского моря.

Взаимоисключающие утверждения о росте числа остракод с ГБ с увеличением глубины на внешнем шельфе [5, 12] и, соответственно, о его снижении на внешнем шельфе [2, 4], побудили нас провести специальное исследование по заведомо шельфовым крымским остракодам из верхнего мела.

Материалом послужили комплексы остракод из 23 образцов мергеля, которые были отобраны из разреза Чахмахлы (ЮЗ Крым) и отмыты стандартным методом П.А. Прошиной в 2016 г. Остатки ракушковых встречены во всех образцах; их разнообразие не превышает шести-семи таксонов на образец; обилие, как правило, низкое (Рис. 1а). В общей сложности выявлено 19 видов, два оставлены в открытой номенклатуре. Распределение остракод по разрезу и их стратиграфический анализ, позволивший датировать вмещающие породы, приведены в коллективной статье [14]. Граница между кампаном и маастрихтом на уровне обр. П8 подтверждается анализом бентосных фораминифер, выполненным И. П. Рябовым (СГУ).

Фотографии экземпляров, иллюстрирующие Рисунок, сделаны на сканирующем микроскопе CamScan в кабинете приборной аналитики ПИН РАН. Коллекция остракод хранится на кафедре региональной геологии и истории Земли МГУ им. М. В. Ломоносова (г. Москва) под № СНМ.

Методы. Для оценки глубины, трофности и оксигенации палеобассейна были проанализированы собственные данные по остракодам следующими методами: 1) по соотношению разнообразия и численности (Рисунок а), 2) по наличию платикопидного сигнала (Рисунок б), 3) по соотношению размерных кластеров (Рисунок в) и 4) по соотношению слепых и зрячих остракод (Рисунок г).

Соотношение разнообразие/численность по-разному выглядит для мезотрофного и эвтрофного шельфа. Первый, нормоксидный, характеризуется высоким разнообразием и выровненной структурой популяции (без доминантов). Второй, гипоксидный, маркируется низким разнообразием с выраженным доминированием некоторых видов, зачастую рекуррентно чередующихся [15].

Доминирование рода *Cytherella* из отряда Platyscopida, вплоть до моновидовых ассоциаций, известно как *Cytherella*-сигнал или платикопидный сигнал и считается показателем высокого уровня органики (ОВ) и низкого кислорода [16, 17].

По аналогии с морфогруппами у бентосных фораминифер, функционально связанных с разными стратегиями питания и обитанием либо в осадке (глубокая и мелкая инфауна), либо на его поверхности (эпифауна) [18], у остракод выделяют мелкоразмерный и крупноразмерный кластеры, соотношение которых различно на верхней и нижней сублиторали [15]. Среди юрских остракод к первому ($\approx 0,25-0,32$ мм) относят таксоны из числа инфауны (гладкие, тонкостенные, без ГБ) и эпифауны

Условные обозначения к Рисунку. Сокращения, принятые в рис. 1б и 1в: лс – левая створка, пс – правая створка, цр – целая раковина, ad. – половозрелая особь, juv. – ювенильная особь.

а – Графики разнообразия и численности остракод: 1 – видовое разнообразие, 2 – численность (в экз.);

б – Соотношение остракод отрядов Platycopida и Podocopida: 1 – платикопиды, роды: *Cytherella*, *Cytherelloidea* (1 – *Cytherella ovata*: МГУ № СНМ-3 лс самки, обр. П2), 2 – подокопиды, крупноразмерный кластер, роды: *Phacorhabdotus*, *Cythereis*, *Neocythere* и *Bythocerathina* (2 – *Cythereis latebrosa latebrosa*: МГУ № СНМ-33 лс самки, обр. П18), 3 – подокопиды, мелкоразмерный кластер, роды: *Krithe*, *Xestoleberis*, *Aversovalva*, *Argilloecia*, *Cardobairdia* и *Trachyleberidea* (3 – *Krithe cushmani* (Alexander): МГУ № СНМ-51 цр самки справа, обр. П13); римскими цифрами (I–III) обозначены фазы эвтрофикации бассейна;

в – Соотношение слепых и зрячих остракод: 1 – эврибатные без глазных бугорков (ГБ), роды: *Cytherella*, *Cytherelloidea*, *Bythocerathina*, *Neocythere*, *Aversovalva* и *Xestoleberis* (1 – *Aversovalva v-scriptum* (Veen): МГУ № СНМ-44 лс ad., обр. П1а, 2 – *Xestoleberis* sp.: МГУ № СНМ-42 створка снаружи, обр. П21), 2 – глубоководные изначально слепые, роды: *Argilloecia*, *Krithe* и *Cardobairdia* (3 – *Cardobairdia minuta* (Triebe): МГУ № СНМ-55 пс ad., обр. П13, 4 – *Argilloecia communis* Bonnema: МГУ № СНМ-56 лс самки, обр. П13), 3 – с ГБ: *Cythereis latebrosa latebrosa* Szczechura (5 – МГУ № СНМ-21 пс самца, обр. П14), 4 – с ГБ: *Cythereis (Trachyleberis) incerta* Szczechura (6 – МГУ № СНМ-20 фрагмент лс ad., обр. П12), 5 – глубоководные вторично ослепшие *Trachyleberidea acutiloba* (Marsson) (7 – МГУ № СНМ-16 цр самца справа, обр. П10) и *Phacorhabdotus semiplicata* (Reuss) sensu Szczechura, 1965 (8 – МГУ № СНМ-50 пс juv., обр. П1а).

(скульптурированные, толстостенные, может быть ГБ), а ко второму ($\approx 0,48$ –1,2 мм) эпифауну (скульптура может быть связана с типом грунта [2], а толщина стенки с гидродинамикой и глубиной [5], может присутствовать ГБ). Соотношение этих кластеров позволяет оценить газовый режим в толще осадка и на его поверхности, что по-разному выглядит для мезотрофного и эвтрофного бассейнов.

В мезотрофном, рассмотренном на примере юрского разреза Михайловцемент (Рязанская обл.), остракоды из мелкоразмерного кластера существенно преобладали в оксфордских глинах, для которых реконструирована обстановка нижней сублиторали, а крупноразмерные раковины – в келловейских песчанистых глинах с верхней сублиторали. Анализ соотношения кластеров по разрезу позволил оценить вариации относительной глубины в пределах как верхней, так и нижней сублиторали [15], подтвержденные петромагнитными и литологическими методами [19]. В случае эвтрофной сублиторали с нарушенным газовым режимом дна (настоящая работа), при углублении первыми из комплексов исчезают мелкие остракоды из числа инфауны (*Krithe*, *Argilloecia* и *Cardobairdia*), что видно по обратному соотношению размерных кластеров (Рисунок б). В итоге: в мезотрофном бассейне доля мелкоразмерного кластера с глубиной растет, а в эвтрофном снижается.

Из мелких остракод (юрских и меловых) к эпифауне должны относиться зрячие формы с ГБ, например: *Eucytherura*, *Exophthalmocythere* и *Parexophthalmocythere* [12, 15]

и «вторично ослепшие», например, *Trachyleberidea* и *Phacorhabdotus*, с раковиной, укрепленной ребрами [2, с. 195].

Трахилеберидацеи из разреза Чахмахлы, кроме слепых *Trachyleberidea acutiloba* (Marsson) (Рисунок в/7) и *Phacorhabdotus semiplicata* (Reuss) sensu Szczechura, 1965 (Рисунок в/8), представлены зрячими *Cythereis latebrosa latebrosa* Szczechura (Рисунок б/2, Рисунок в/5) и *C. (Trachyleberis) incerta* Szczechura (Рисунок в/6) с ГБ. Их неравномерное распределение в разрезе позволяет оценить вариации освещенности, при которой проходила седиментация. Все остальные остракоды, изученные из разреза (как инфауна, так и эпифауна), слепые.

Результаты. Низкое разнообразие и обилие остракод в разрезе Чахмахлы, с ростом численности на отдельных уровнях (Рисунок а) позволяет предположить в целом *эвтрофную* обстановку, чаще свойственную *дистальному шельфу*, или *нижней сублиторали*. Фоновыми и доминантными представителями, встреченными почти во всех образцах, являются: *Cytherella ovata* (Roemer) (Рисунок а/1), *C. contracta contracta* Veen и *C. latebrosa latebrosa*. Важное обстоятельство: цитереллы (Platycopida) и *C. latebrosa latebrosa* (Podocopida) рекуррентно доминируют на разных уровнях разреза, т. е. являются экологическими конкурентами по кислороду.

Остальные подокопиды, в числе которых присутствуют мелко размерные: *Krithe cushmani* (Alexander) (Рисунок б/3), *Aversovalva v-scriptum* (Veen) (Рисунок в/1), *Xestoleberis* sp. (Рисунок в/2), *Cardobairdia minuta* (Triebel) (Рисунок в/3), *Argilloecia communis* Вонпета (Рисунок в/4) и *Trachyleberidea acutiloba*, появляются в разрезе спорадически, чаще на фоне ослабления платикопидного сигнала и доминирования *C. latebrosa latebrosa*, что интерпретируется как снижение эвтрофии (Рисунок б).

По соотношению Platycopida (роды *Cytherella* и *Cytherelloidea*) vs Podocopida (все остальные изученные остракоды) в разрезе выявлено, как минимум, три цикла усиления платикопидного сигнала – т. е. три последовательные фазы эвтрофикации палеобассейна (на Рисунок б обозначены римскими цифрами). Сами фазы, по-видимому, характеризовались перемежающейся эвтрофией: во время нормализации кислородного режима менялись доминанты (с цитерелл на *C. latebrosa latebrosa*) и появлялись мелкие остракоды, включая инфауну.

По соотношению слепых и зрячих остракод в разрезе Чахмахлы выявлено четыре комплекса, индексами которых выбраны светочувствительные трахилеберидацеи (Рисунок в). Это позволяет оценить различия в освещенности дна, при которой комплексы формировались, и предположить факторы, которые контролировали освещенность. Три нижние установлены по распространению индексов (комплекс распространения таксона), четвертый – по наличию индекса (фоновый вид) в отсутствие других трахилеберидацей (интервал-комплекс).

Комплексы с *Ph. semiplicata* sensu Szczechura, 1965 и с *T. acutiloba* состоят в основном из вторично слепых остракод (как и сами индексы), а единственный зрячий

таксон *C. latebrosa latebrosa* представлен спорадически единичными находками и находится в конкурентных отношениях с *T. acutiloba*. Эти комплексы накапливались при минимальной освещенности. Комплексы с *C. (T.) incerta* и с *C. latebrosa latebrosa* отличаются возросшей долей зрячих форм. Эти комплексы накапливались при лучшем освещении, следовательно, на меньшей глубине.

Лучше всего в летописи сохранились сценарии формирования комплексов с *T. acutiloba* и с *C. (T.) incerta* – одинаковые и циклические. В каждом из них цикл начинался на фоне нормальной (по кислороду) обстановки, но позже продолжался в условиях нарастающей дизоксии. Сложнее реконструировать обстановки для нижнего и верхнего комплексов из-за неполноты их летописи (малое число образцов). Судя по графикам разнообразия и численности, комплекс с *Ph. semiplicata* sensu Szczechura, 1965 похож на верхнюю часть комплекса с *C. (T.) incerta* (обр. П20). Поэтому для нижнего комплекса можно предположить обстановку, аналогичную финальной дизоксидной фазе третьего комплекса (Рисунок б, фаза III). Поскольку выше, в интервале обр. П1–П12, реконструируется полный цикл второго комплекса, в интервале обр. П1а предполагается лишь небольшая завершающая часть предшествующего цикла (Рисунок б, фаза I). Аналогично комплекс с *C. latebrosa latebrosa* относится предположительно к начальной оксидной фазе нового цикла, завершающая дизоксидная часть которого не попала в поле нашего зрения.

Обсуждение. Выявленные различия в распределении зрячих и слепых остракод и остракод из разных размерных кластеров в мезотрофном и эвтрофном бассейнах позволили внести поправки в метод оценки относительной палеоглубины по доле остракод с ГБ [12] и по соотношению размерных кластеров [15]. В первом случае главным фактором-контролером будет освещенность дна (прозрачность воды), во втором – газовый режим осадка и его поверхности. Увеличение глубины в любом случае приводит к снижению светосилы на дне и увеличению числа остракод с ГБ, пока не достигнет предела, ниже которого зрение не нужно. Но в эвтрофном и мезотрофном (или олиготрофном) бассейнах оба оптических рубежа (верхний, где появляются ГБ, после чего доля зрячих растет; и нижний, с которого доля зрячих снижается) находятся на столь разных глубинах, что с их оценкой можно ошибиться более чем в 2,5 раза [6, 10].

Относительную глубину, реконструированную по ГБ остракод, лучше описывать в терминах верхней и нижней сублиторали нежели внутреннего и внешнего шельфа. Верхнюю сублитораль определяют по нижней границе распространения бентосных макрофитов (нептунковые луга) – столь же зависящей от прозрачности воды и трофности бассейна, как оптические рубежи остракод. В мезотрофном (олиготрофном) море ГБ появляются у остракод в нижней части верхней сублиторали; на нижней процент зрячих возрастает с глубиной долго, а ГБ становятся особенно крупными [12, 15]. Хотя Карпук не проводила исследований для выявления трофности раннемелового крымского бассейна с терригенной седиментацией, но именно такую оксидную и мезотрофную

обстановку можно прочесть по обилию в ее материале мелкоразмерных остракод *Paranotacythere*, *Cytheropteron*, *Pedicythere*, *Loxoella*, *Tethysia*, *Loxoconcha*, *Acrocythere*, *Procytherura*, *Eucytherura*, *Exophthalmocythere* и *Parexophthalmocythere* (три последние – с крупными ГБ).

Позднемереловые и палеогеновые мергели и известняки из того же шельфового Крымского моря свидетельствуют об изменении обстановки на эвтрофную (что подтверждается платикопидным сигналом в разрезе Чахмахлы). Низкая прозрачность воды привела к смещению оптических рубежей к границе между верхней и нижней сублиторалью, поэтому доля зрячих на нижней сублиторали с глубиной уменьшалась [2, настоящая работа].

Мергели накапливаются ниже воздействия волн, такую зону называют внешним шельфом. По оценкам Пакетта, кампанские и маастрихтские мергели из формации Демополис формировались на глубине около 35 м [10]. По распределению зрячих остракод в верхнемеловых мергелях ЮЗ Крыма, последние накапливались на нижней сублиторали эвтрофного шельфа ниже второго оптического рубежа. В результате, можно с осторожностью оценить глубину седиментации разреза Чахмахлы в первые десятки метров.

Выводы. Первое, что следует сделать при реконструкции палеоглубин по ГБ остракод – оценить коэффициент прозрачности палеобассейна, т. е. проверить уровень органического вещества в разрезе. Это достигается петромагнитными, изотопными или литологическими методами; но также можно использовать платикопидный сигнал (как и другие таксоны-индексы эвтрофии [15]) или данные анализа размерных кластеров.

Платикопидный сигнал и вариации его интенсивности по разрезу Чахмахлы показали обстановку *эвтрофного* шельфа с перемежающейся гипоксией. Поэтому фактором, определявшим численность остракод с ГБ, была освещенность дна, связанная с цветением планктона; с глубиной она снижалась (как и доля зрячих остракод), а при обмелении росла. Показателем нормального кислорода на дне и в осадке считалось присутствие в образцах мелких остракод. Поэтому с эпизодами снижения эвтрофии и нормализации кислорода совпадало увеличение доли зрячих остракод *S. latebroso latebroso* и *S. (T.) incerta* и появление на этих же уровнях разреза мелкоразмерной инфауны *Argilloecia*, *Krithe*, *Cardobairdia* и эпифауны *Trachyleberidea*, *Aversovalva* и *Xestoleberis*.

Четыре комплекса остракод, выделенные в верхнем кампане – нижнем маастрихте, отвечали четырем циклическим событиям (астрономическим циклам Миланковича). Каждый цикл состоял из двух фаз – начальной оксидной и завершающей диксидной, которые, по-видимому, контролировались разной светимостью солнца. Для двух средних комплексов реконструированы полные циклы; в первом (нижнем) распознана лишь завершающая фаза, а в последнем (верхнем) начальная фаза цикла.

Остракоды из всех четырех комплексов жили при очень низкой освещенности дна, даже в моменты нормализации кислорода. Но в двух верхних за счет доминирования *C. latebrosa latebrosa* и появления *C. (T.) incerta* доля остракод с ГБ возросла несмотря на то, что циклы эвтрофикации продолжались. Лучшее освещение на фоне циклических процессов можно объяснить только общим уменьшением глубины, которая читается в разрезе Чахмахлы начиная с обр. П12.

Благодарности. Работа выполнена в рамках тем госзадания №№ 0135-2019-0062 (ГИН РАН) и АААА-А16-116033010096-8 (МГУ).

Литература

1. Tanaka G. Functional morphology and light-gathering ability of podocopid ostracod eyes and the palaeontological implications // Zoological Journ. Linnean Soc. London. 2006. Vol. 147. P. 97–108.
2. Николаева И. А. Общая характеристика кайнозойских Ostracoda. Палеоэкология и связь с фациями / Остракоды кайнозоя. Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 3. Л.: Недра, 1989. с. 7–26, с. 204–207.
3. Bonaduce G., Danielopol D. L. To see and not to be seen: the evolutionary problems of the Ostracoda Xestoleberididae / In: Hanai T., Ikeya N., Ishizaki K. (Eds.) *Evolutionary biology of Ostracoda, its fundamentals and applications*. Tokyo: Kodansha, 1988. P. 375–398.
4. Tanaka G., Siveter D. J., Parker A. R. The visual system and paleoecology of the Silurian Ostracod *Primitiopsis planifrons* // Journ. Paleontology. 2009. Vol. 83. P. 414–421.
5. Benson R. H. Estimating greater paleodepths with ostracodes, especially in past thermospheric oceans // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1984. Vol. 48. P. 107–141.
6. Kontrovitz M., Myers J. H. Ostracode eyes as paleoenvironmental indicators: Physical limits of vision of some podocopids // Geology. 1988. Vol. 16. P. 293–295.
7. Austin R. W., Petzold T. J. Spectral dependence of the diffuse attenuation coefficient of light in ocean waters // Optical Engineering. 1986. Vol. 25. № 3. P. 471–479.
8. Morel A., Prieur L. Analysis of variations in ocean color // Limnology and Oceanography. 1977. Vol. 22. № 4. P. 709–722. DOI: 10.4319/lo.1977.22.4.0709
9. Jerlov N. G. Marine optics. Amsterdam: Elsevier, 1976. V. 14. 231 p.
10. Puckett T. M. Absolute paleobathymetry of upper Cretaceous chalks based on Ostracodes-evidence from the Demopolis Chalk (Campanian and Maastrichtian) of the Northern Gulf Coastal Plain // Geology. 1991. Vol. 9. P. 449–452.
11. Николаева И. А. Зональное деление по остракодам палеоцена и эоцена Крымско-Кавказской области // Тр. XVII Всеросс. микропалеонтологического сов. «Современная микропалеонтология – проблемы и перспективы» (Казань, 24–29 сен. 2018 г.) / Отв. ред. М. С. Афанасьева и А. С. Алексеев. М.: ПИН РАН, 2018. С. 248–252.
12. Karpuk M. Relative depth reconstruction method using marine ostracods: A case study from the upper Barremian-Aptian of the Crimean Mountains // Cretaceous Research. 2021. Vol. 120. 104719
13. Haq B. U. Cretaceous eustasy revisited // Global and Planetary Change. 2014. Vol. 113. P. 44–58.
14. Барабошкин Е. Ю., Гужиков А. Ю., Прошина П. А. и др. Новые данные о кампан-маастрихтских отложениях разреза Чахмахлы (Юго-Западный Крым) // Стратиграфия. Геол. корр. 2023 (в работе).
15. Tesakova E. M., Shurupova Ya. A. Ostracod analysis of Callovian and Lower Oxfordian deposits of the Mikhailovtsement section (Ryazan Region): methods and results // Paleontol. Journ. 2018. Vol. 52. № 13. P. 1561–1582.
16. Whatley R. C. The platycopid signal: a means of detecting kenoxic events using Ostracoda // Journal of Micropalaeontol. 1991. Vol. 10. P. 181–185.
17. Corbari L., Mesmer-Dudons N., Carbonel P., Massabuau J.-C. *Cytherella* as a tool to reconstruct deep-sea paleo-oxygen levels: The respiratory physiology of the platycopid ostracod *Cytherella* cf. *abyssorum* // Mar. Biol. 2005. Vol. 147. P. 1377–1386.

18. *Reolid M., Nagy J., Rodríguez-Tovar F.J., Olóriz F.* Foraminiferal assemblages as palaeoenvironmental bioindicators in Late Jurassic epicontinental platforms: Relation with trophic conditions // *Acta Palaeontol. Polon.* 2008. Vol. 53. № 4. P. 705–722.

19. *Stepanov I. A., Kazansky A. Yu., Kiselev D. N. et al.* The Potential of Petromagnetic Methods in Paleocological Reconstructions Based on the Example of Jurassic Deposits (Callovian–Lower Oxfordian) of the Mikhailovtsement Section (Ryazan Region) // *Moscow Univ. Geol. Bull.* 2019. Vol. 74. No 3. P. 258–266. DOI: 10.3103/S0145875219030104

Ю. В. Титов, К. В. Павленко

Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ПермНИПИнефть», в г. Перми

К ВОПРОСУ О СТРУКТУРНО-ГЕНЕТИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЯКЯХИНО-ХАЛЬМЕРПАЮТИНСКОГО ВАЛА

Настоящая работа посвящена использованию результатов гранулометрических анализов для определения генетической принадлежности алеврито-песчаных осадков. В основу проведенного исследования легли материалы, полученные при изучении нижнемеловых пород Пякяхино-Хальмерпаютинского вала. Были использованы данные по седиментологическому описанию керна и каротажным диаграммам. Для уточнения палеогеографических особенностей терригенных отложений привлекались литогеохимические данные, являющиеся неотъемлемой частью комплексных исследований пород осадочных бассейнов.

На основе детального послойного описания керна (снизу вверх по разрезу) с анализом структурно-текстурных особенностей пород по 33 скважинам Пякяхинского и Хальмерпаютинского месторождений, вскрывших разрезы мегийонской (пласт Ач), сортымской (пласты группы БУ) и покурской (пласты группы ПК) свит, установлено два последовательно сменяющихся комплекса обстановок – от морских к переходным. Накопление терригенного материала во время формирования пласта Ач происходило в условиях морского бокового некомпенсированного осадконакопления в виде подводных конусов выноса. Для пород характерны массивные, субгоризонтальные, пологоволнистые слоистые текстуры, неравномерно нарушенные оплыванием. Отмечаются слои и прослои, включения алевролитов мелкозернистых угловато-линзовидной, линзовидной форм.

Отложения переходного комплекса включают области прибрежно-морского и дельтового седиментогенеза. Большая часть территории в сортымское время представляла собой волновое побережье, с предфронтальной, переходной зонами. Это алевролиты крупнозернистые, песчаники мелкозернистые до мелко-среднезернистых, с массивной, иногда субгоризонтальной, пологоволнистой слоистостью за счет обогащения слюдясто-углистым материалом. Породы часто нарушены взмучиванием

волнения и биотурбацией осадка, представленной ихнофосилиями (*Skolithos*, *Palaeophycus*).

Формирование покурской свиты происходило в условиях проградации дельтовой лопасти в регрессивную стадию осадконакопления с проявлениями кратковременных трансгрессии. В пределах рассматриваемой территории диагностированы субобстановки распределительных дельтовых рукавов и проток, представляющие собой песчаные тела с маломощными прослоями алевролитов, характеризующихся косой, субгоризонтальной, косоволнистой, пологоволнистой слоистостью. Часто породы карбонатизированы, иногда с вкрапленностью сидерита.

При изучении и сопоставлении результатов гранулометрических анализов по 1317 образцам разного генезиса выявлено, что изменение структуры пород обусловлено палеогидродинамическими уровнями, отражающими динамическую активность среды седиментации. По соотношению песчаных, алевритовых и пелитовых частей выделено до четырех гранулометрических типов пород в каждой свит [6]. Это песчаники, алевритовые песчаники, реже песчаные и глинистые алевролиты. Проведенные расчеты гранулометрических коэффициентов показывают, что для всех изученных образцов значения среднего размера увеличивается при уменьшении глубины бассейна. Породы обладают значительными вариациями сортировки осадка. Коэффициент сортировки составляет в песчаниках – 1,0–3,6 (сортымская свита); 2,0–4,1 (покурская свита); в алевролитах – 1,9–3,6 (мегионская свита); 0,8–4,0 (сортымская свита); 2,5–3,0 (покурская свита). Относительно плохая сортировка осадка и общая мелкозернистость пород в обстановке подводных конусов выноса указывает на отложения осадка в зоне интенсивной и достаточно нестабильной подвижности воды. Сменяясь к прибрежной части и по мере погребения осадка улучшается сортировка материала вследствие уменьшения времени его транспортировки и воздействий волнений и течений. При этом, более тонкий материал, удерживаясь во взвешенном состоянии, дальше переносится водными потоками, образуя резкий дефицит фракций менее 100 мкм. Мобилизация материала в условиях проградации дельтовой системы носит как постоянный, так и кратковременный перенос течениями во взвешенном и сальтирующем состоянии, в связи с чем, сортировка материала становится значительно хуже и варьирует в широких пределах от хорошей до плохой. Распределение обломочных зерен чаще всего бимодальное с появлением дефицита фракции на рубеже 100–63 мкм, отграничивающих разные режимы перемещения кластического материала водными потоками: транспортировка во взвешенном состоянии и сальтации [1].

В целом, для нижнемелового разреза характерна положительная асимметрия – 0,5–1,0 (мегионская свита), 0,6–0,9 (сортымская свита) и 0,4–0,8 (покурская свита). Это указывает на моду, сдвинутую в сторону крупных частиц, что позволяет предполагать относительно высокоэнергетические условия седиментации. Высокие значения эксцесса, которые варьируют в пределах от 0,7 до 1,7, свидетельствует о стабильной

динамике среды седиментации и скорости переработки обломочного материала, превышающей интенсивность его привноса.

Результаты динамогенетических диаграмм Г. Ф. Рожкова [2], Л. Б. Рухина [3] и Р. Пассега [5] указывают на формирование отложений в речных и прибрежно-морских обстановках, в зонах направленных течений в лагуне, шельфе и приподнятых его частей при поступательном и колебательном движении воды. Причем вниз по разрезу от покурской к сортымской свитам динамические условия образования осадков испытывают тенденцию к усилению колебательных движений воды. Накопление пласта Ач происходило в морских условиях, в обстановке дна глубокого шельфа при поступательном движении воды.

Полученные данные подтверждаются результатами литогеохимических исследований по разрезу Пякяхино-Хальмерпаютинского вала. Так, степень зрелости алюмосиликокластики, поступавшей в область осадконакопления, испытывает тенденцию к усилению химического выветривания (от мегионской к покурской свитам) и смены аридного климата на гумидный. Палеобассейн в пределах рассматриваемой территории на основе геохимических отношений Ti/Mn , Mn/Ni , Ti/Zr и Sr/Ba представлял собой опресненный мелководный водоем. Изученные отложения накапливались в непосредственной близости к береговой линии. Осадконакопление на протяжении раннемелового времени происходило в условиях различной удаленности от источников сносов [4].

Принимая во внимание изложенное, для изученных отложений установлены закономерности между средним размером зерен и создаваемым дефицитом фракций при определенных условиях осадконакопления. Так, фигуративные точки на представленной диаграмме обособляются в три поля генетически разных отложений. Это позволяет разграничить осадки, сформированные в морском и переходном комплексе обстановок.

Таким образом, проведенные исследования выявили особенности гранулометрического состава в дифференциации различных обстановок осадконакопления в пределах Пякяхино-Хальмерпаютинского вала. Это позволило выработать критерии для выделения и распознавания основных генетических типов пород в нижнемеловых отложениях на рассматриваемой территории.

Литература

1. *Котельников Б. Н.* Реконструкция генезиса песков: метрический состав и анализ эмпирических полигонов распределения / Под ред. В.Н.Шванова, Л.: Издательство Ленинградского университета. 1989. 132 с.
2. Методы палеогеографических реконструкций (при поисках залежей нефти и газа) / Под ред. В. А. Гроссгейм, О. В. Бескровная, И. Л. Геращенко [и др.]. Л.: Недра, 1984. 271 с.
3. *Рухин Л. Б.* Гранулометрический метод изучения песков [Текст] / Л. Б. Рухин, Л.: Изд-во Ленингр. унив., 1947. 213 с.
4. *Титов Ю. В.* Палеогеография раннемелового бассейна Пякяхино-Хальмерпаютинского вала по данным литогеохимических исследований / Ю. В. Титов, С. В. Астаркин, К. В. Павленко,

Г. М. Галимова, О. В. Козакова // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2020. № 9. С. 80–86.

5. *Passaga R.* Grain size representation by CM patterns as a geological tool [Text] / R. Passaga // Journ. Sed. Petrology. 1964. Vol. 34, № 4. P. 68–75.

6. *Shepard F.P.* Nomenclature based on Sand-Silt-Clay ratios / F.P. Shepard // Journal of Sedimentary Petrology. V. 24. № 3. P 151–158.

М. А. Тугарова

НОЦ «Газпромнефть – НГУ», Санкт-Петербург

ВТОРИЧНЫЕ ПРОЦЕССЫ В МЕЗОЗОЙСКИХ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОДАХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Обломочные породы часто воспринимаются как простые в изучении, что объясняется их текстурами и структурами, достаточно легко диагностируемыми макроскопически, и кварц-алюмосиликатным составом, относительно слабо подверженному стадияльным и наложенным преобразованиям. Однако, различия в фильтрационно-емкостных свойствах (ФЕС) пород, сходных по макроскопическим признакам, заставили обратить пристальное внимание на вторичные процессы ИХ преобразования. В последнее время при изучении терригенных резервуаров юрско-мелового возраста нефтяных месторождений Западной Сибири стадияльный анализ приобретает особую актуальность, развенчивая миф о «простоте» обломочных пород-коллекторов и наличии в них исключительно межзерновой или трещинной пористости.

Объектами изучения данной работы явились песчаники и алевролиты мезозойского возраста нескольких нефтяных месторождений. Задача исследований заключалась в прослеживании стадийности вторичных процессов и установления корреляции между вещественно-структурными особенностями пород-коллекторов и их петрофизическими характеристиками.

Изученные разрезы представлены терригенными отложениями, характеризующимися крайне незрелым минеральным составом. Структуры песчаников отличаются угловатыми и слабо окатанными зернами. Незрелость первичного компонентного/минерального состава является важной предпосылкой высокой вторичной преобразованности пород.

Так, коэффициент минеральной зрелости [1] ачимовских песчаников, алевритовых песчаников и песчаных алевролитов крайне низкий – от 0,33 до 0,47. Обломочные породы тюменской свиты характеризуются коэффициентом минеральной зрелости от 0,27 до 0,45. Таким образом, химически устойчивые компоненты составляют менее 50 % объема этих пород. По компонентному составу ачимовские песчаники относятся в аркозовым и, в редких случаях, к кварцевым грауваккам, а тюменские песчаники и алевролиты преимущественно к кварцевым грауваккам. Среди полевых

шпатов определены калиевые полевые шпаты, кислые и средние плагиоклазы (№ 0–50). Содержания К-полевых шпатов – от 15,0 до 37,5 %, плагиоклазов – от 6,0 до 17 %. Точная количественная диагностика полевых шпатов затруднена в силу значительных вторичных преобразований. Качественная диагностика щелочных полевых шпатов и плагиоклазов проводилась по стандартной методике, принятой в практике петрографических исследований [2].

Песчаники тюменской свиты в зависимости от их генетических/фациальных особенностей характеризуются заметным различием в содержании углефицированного растительного детрита, содержание которого может достигать нескольких десятков процентов от объема породы.

Основные процессы и влияние их на пустотное пространство пород приведены в Таблице.

Преобразование обломочных пород представлено тремя основными группами процессов: 1) механическое и физико-химическое уплотнение; 2) метасоматоз - замещение одной минеральной фазы другой, при котором растворение первичных минералов и отложение новых происходит почти одновременно, так что в течение замещения порода все время сохраняет твердое состояние; 3) вторичное аутигенное минералообразование с последующим частичным растворением.

Наибольший интерес представляет совокупность процессов метасоматоза, гидролиза и растворения полевых шпатов, слюд и некоторых других неустойчивых компонентов. Точнее эти процессы можно обозначить как полиминерально-метасоматический кристаллогенезиса [3].

Вторичные карбонатные минералы присутствуют как минимум в двух разных стадийных генерациях: первая образуется по полевым шпатам, слюдам, углефицированному детриту; вторая – является результатом кристаллизации из раствора пластовой воды и часто выполняет в породе функцию залечивающего пористость коррозионного цемента. Результатом карбонатизации пород является уменьшение пористости и проницаемости коллекторов.

Интерпретация аналитических данных исследований керн ачимовской толщи позволила выделить последовательность стадийных вторичных процессов в обломочных породах и оценить их роль в формировании фильтрационно-емкостных свойств.

Прослежены процессы метасоматоза и растворение полевых шпатов и темноцветных слюд (биотита, хлорита), дано их генетическое обоснование. Количественные характеристики вторичных процессов хорошо коррелируют с фильтрационно-емкостными показателями.

Вторичные процессы в песчаниках и алевролитах тюменской свиты в целом схожи с теми, которые протекают в ачимовских песчаниках, при этом более существенную роль в них играет углефицированный растительный детрит, количество

которого определяет степень карбонатизации пород с уменьшением их пустотного пространства.

Таблица

Вторичные процессы в формировании фильтрационно-емкостных свойств обломочных пород

Вторичные процессы	Улучшение ФЕС	Ухудшение ФЕС
Механическое уплотнение		Пластические деформации зерен (сланец, углефицированного растительного детрита)
Физико-химическое уплотнение		Регенерация кварца, инкорпорационные швы
	Катаклаз зерен полевого шпата + выщелачивание	Катаклаз зерен обломков пород, полевого шпата + уплотнение
Метасоматоз: вторичные минерализация по полевым шпатам, темноцветным слюдам, пироксенам, неустойчивым обломкам пород		Хлоритация
		Каолинитизация
		Серицитизация
		Кальцитизация
		Битум – остаточные продукты миграции нефти
Метасоматоз по углефицированному растительному детриту		Карбонатизация (сидеритизация); пиритизация
Метасоматоз + растворение	Гидролиз + выщелачивание полевых шпатов	
	Гидролиз + выщелачивание слюд (хлорит, биотит)	
	Выщелачивание кальцита (цемента)	

Литература

1. Селли Р. К. Введение в седиментологию / Перевод. с англ. С. С. Чекина; под ред. В. Н. Холодова. М.: Недра, 1981. 370 с.

2. Шванов В. Н. Песчаные породы и методы их изучения. Л.: Недра, 1969. 248 с.
3. Гликин А. Э. Полиминерально-метасоматический кристаллогенезис. – СПб.: Изд-во «Журнал «Нева»», 2004. 320 с.

П. А. Фокин¹, М. Р. Латыпова¹, А. Г. Федяевский², В. В. Чуркина¹, Ю. А. Коточкова¹, Ю. А. Гатовский¹, А. Г. Калмыков¹, Г. А. Калмыков¹, Н. А. Шадчнев³, А. С. Буткеев⁴, И. Б. Сохлаков⁴

¹МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва

²ФГБУ «ВНИГНИ», Москва

³ПАО «НОВАТЭК»

⁴АО «АРКТИКГАЗ»

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ МЕЗОСТРУКТУРЫ ОСАДКА В ПОРОДАХ АНОМАЛЬНОГО РАЗРЕЗА БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ КАК ПОКАЗАТЕЛИ КОМБИНИРОВАННОГО МЕХАНИЗМА ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

Баженовская свита (БС) в настоящее время признается не только как нефтематеринская толща, но и как стратиграфический интервал, который может содержать в себе перспективные нетрадиционные коллекторы углеводородов на территории Западной Сибири. В этом плане наибольший интерес вызывают обогащенные песчаным материалом аномальные разрезы БС, механизм формирования которых активно изучается.

В этой работе представлены результаты исследования ранее не описанного аномального разреза БС из северных районов Западной Сибири. В нем, среди черных кероген-кремнисто-глинистых пород (литотипы I и II), в целом типичных для БС, присутствует 10-метровая пачка песчано-алеврито-глинистых, ритмичных сероцветных пород (литотип III), похожих на породы ачимовской толщи, а так же послойные и секущие песчаные тела (литотип IV), мощностью до 2 м. Проведенный седиментологический анализ установил, что отложения литотипа I сформировались в условиях глубокого, спокойноводного бассейна с сильно нарушенным газовым режимом, а терригенные отложения литотипа III – в подножии и в нижней части подводного склона глубокого бассейна со слабо и умеренно пониженным содержанием кислорода, при участии разбавленных мутьевых потоков и возможно – течений иного генезиса.

Палеонтологические исследования аномального разреза БС выявили формальное нарушение правила Стенона о возрастном соотношении слоев. Возраст песчаников литотипа IV был установлен по последнему появлению *Tubotuberella apatela* и первому появлению *Oligosphaeridium complex*, как нижняя часть валанжина. В то же время эти

породы перекрываются в разрезе отложениями с двустворками *Buchia cf. unschensis* (Pavl.), характерными формами верхнего титона – берриаса Западной Сибири.

Деформационные структуры распространены по всему изученному разрезу, и по особенностям их группировки в строении разреза выделяются три интервала.

В нижнем интервале, сложенном в основном породами литотипа I, они представлены: 1 – переменным, в среднем уменьшающимся вверх наклоном слоистости, а также 2 – зеркалами скольжения, чаще – послойными, редко – секущими, что говорит об их образовании в условиях полого ориентированных тангенциальных напряжений. Те же напряжения ответственны и за образование 3 – песчаных нептунических даек, проникающих на несколько метров в нижний интервал и выходящих вниз к послойным срывам внутри интервала. Следы слабого раздавливания первично угловатых «ксенолитов» кремнистых аргиллитов в нептунических дайках свидетельствуют о неполной литификации пород литотипа I во время их деформации.

Структуры в среднем интервале наиболее многочисленны и разнообразны. Они обычно проявлены в алевропесчаных прослойках литотипа III, затухая в глинистых, и делятся на 3 основных группы по условиям образования: А – при продольном к слоистости растяжении; Б – в условиях продольного сжатия и В – под действием тангенциальных напряжений. Встречаются, преимущественно в верхней части интервала, песчаные жилы, толщиной от нескольких миллиметров до 18–23 см.

К группе А относятся: 1 – вязкие трещины-микросбросы, плоские и выполаживающиеся, без зеркал скольжения и быстро затухающие в глинистых прослойках; 2 – будинированные прослойки песчаников.

В группу Б входят: 1 – вязкие сколы-микровзбросы и микронадвиги; 2 – Z-образные изломы песчаных слойков, похожие на кинкбанд; 3 – своеобразная «бантикообразная структура» – гомолог сопряженного кинкбанда, но образованная в слаболитифицированных осадках (Рисунок).

Группа В представлена поверхностями послойных срывов, с которыми связаны подчиненные деформации: 1 – изменения наклона и изгибы слоистости, 2 – зоны флюидизации осадка, 3 – вергентные микроскладки течения, 4 – вязкий будинаж песчаных прослоек с разворотом будин; 5 – притертые к срывам и микронадвигам складки.

Даже формально хрупкие деформации – сколы, изломы слойков (Рисунок) – образовывались за счет межзернового проскальзывания и без образования зеркал скольжения, т. е., в слабо литифицированных отложениях, и их возникновение может объясняться высокой скоростью разрядки напряжений. Часто структуры продольного сжатия и растяжения проявлены в одних и тех же прослойках, но последовательность их образования часто неоднозначна, притом развитие срывов происходило позже и(или) дольше прочих.

Третий, верхний интервал разреза, сложенный породами литотипа I, отделен от среднего наклонным зеркалом скольжения крупного срыва. В строении интервала, как и в нижнем, наблюдаются: 1 – переменные наклоны слойчатости; 2 – зеркала скольжения, послойные и наклонные к слоистости и присутствуют 3 – песчаные жилы, послойные и секущие, материал которых выделен как литотип IV.

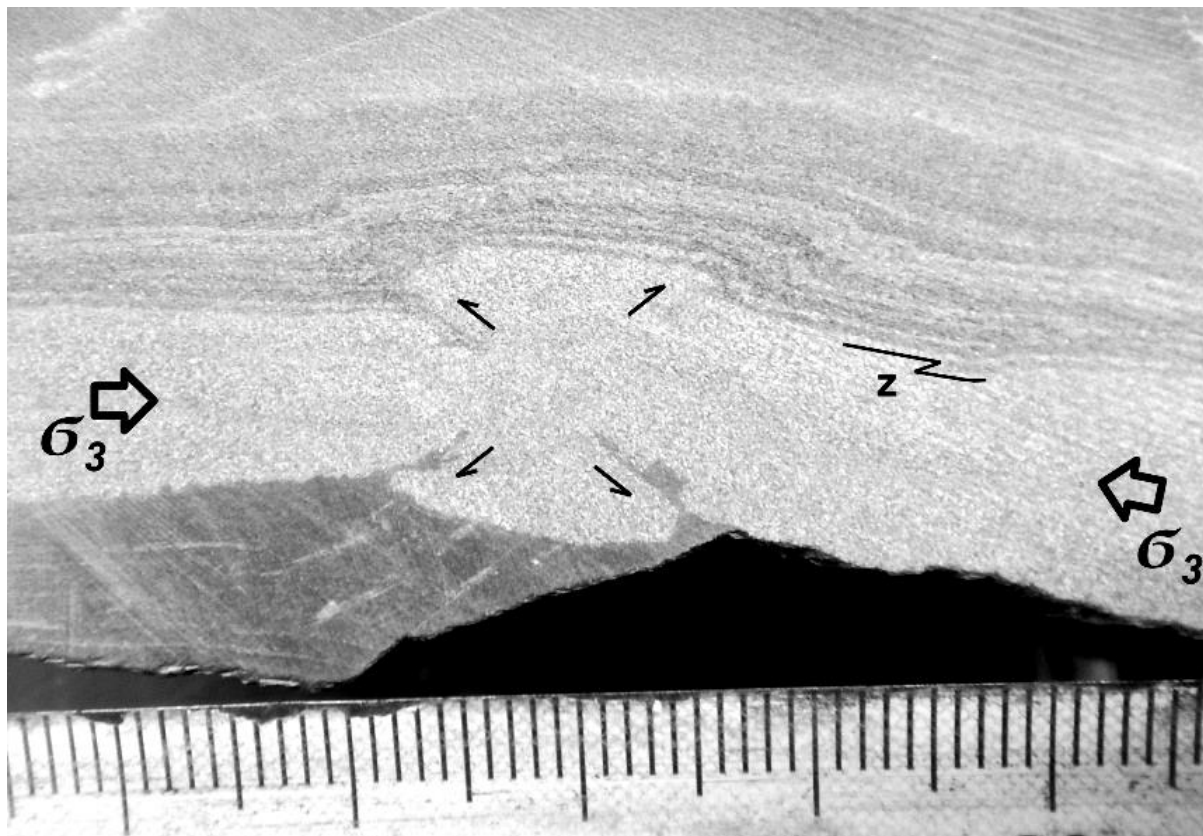


Рисунок. Глубина ...84.17 м. «Бантикообразная» структура в алевропесчаной прослойке ассоциирует с Z-образным изломом слойчатости (z). Изогнутые границы слойков и смятие глинисто-алевритовых слойков (вверху) подтверждает образование деформаций в слаболитифицированном осадке

Послойные песчаные жилы в нижней части верхнего интервала имеют мощность до 2 м. Их контакты с окружающими породами резкие, рвущие, а присутствующие в заполнении угловатые обрывки аргиллитов носят следы раздавливания при уплотнении. Материал жил аллохтонен в породах литотипа III и в кремнистых аргиллитах верхнего интервала: он весьма однороден по гранулометрическому составу, более крупному и хуже сортированному в сравнении с обломочными породами литотипа III. Жилы часто располагаются в зонах срывов, а в самой крупной угадываются следы тангенциальных деформаций, подобных описанным выше. т. е., внедрение песчаного материала происходило по трещинам в процессе их развития. Сам же обломочный материал в большом количестве (суммарная мощность послойных песчаных жил превышает 3 м)

был поставлен в систему извне, разовым, по-видимому, высокоэнергетическим, событием.

Секущие слоистость песчаные жилы тонкие (редко толще 10 мм), деформированы в мелкие складки при компакссии вмещающих аргиллитов и имеют облик, характерный для дегидратационных структур.

Таким образом, описанные в керне возрастные соотношения и структурные особенности пород могли сформироваться двумя связанными процессами:

1) Деформации осадков, связанные с чередующимися условиями продольного сжатия и растяжения и тангенциальными напряжениями, могут объясняться внедрением в породы БС вдвигового клина напорной части крупного оползня на подводном склоне раннемелового бассейна Западной Сибири. Вдвигание слабо литифицированных терригенных осадков облегчалось вхождением в состав клина-индентора пластины более плотных, кремнисто-глинистых отложений БС, а сам вдвинутый блок осадков подвергся расчешуиванию по поверхностям срывов, подобных по строению надвигам и ретронадвигам тектонического происхождения.

2) Песчаный материал, образовавший жилы, был перемещен из мелководной, прибрежной области, возможно – дельты, мощным гравитационным зерновым потоком, спровоцированным оползнем, а его проникновение в активные пологие трещины могло произойти в результате гидроудара, при резком торможении потока растущим поднятием над индентором. Секущие и часть тонких, послойных песчаных жил в породах БС верхнего интервала могли сформироваться за счет последующей дегидратации внедренного материала.

Фотографирование шлифов производилось на стереомикроскопе Olympus SZX16, приобретенном по программе развития МГУ.

А. Н. Хомяк, В. С. Белохин

МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва

ОСОБЕННОСТИ РАСЧЕТА ПОРИСТОСТИ ПОРОД КОЛЛЕКТОРОВ ПО ШЛИФАМ (ТЕРРИГЕННЫЕ ПОРОДЫ)

Пористость пород коллекторов в нефтегазовой геологии определяется согласно ОСТ 39-181-85 по цилиндрическим образцам диаметром 30 мм и высотой 30 мм [1]. Для этого из керна выбуривается цилиндр диаметром 30 мм длиной от 5 до 10 см и более, в зависимости от диаметра керна, затем проба разделяется на разные виды анализов. Шлифы из таких проб для микроскопического изучения, как правило, изготавливаются покрашенными, для простоты оценки пустотного пространства. Обычно используется синий цвет. В этом случае можно оценить открытую пористость. Особенно актуально, когда не проводились замеры пористости по образцам, а есть только шлифы. В этом

случае, для более точной оценки пористости, можно проводить оценку программными методами.

Для решения этой задачи была разработана методика расчета пористости по шлифам. Прежде всего необходимо было выявить сходимость с определением пористости по ОСТ 39-181-85. Для наиболее достоверного расчета изготавливались панорамные фотографии шлифов, и уже по ним проводились расчеты.

Экспериментальным путем было установлено, что оптимальное увеличение для расчета пористости по фотографиям – 100 крат, фото при 10 объективе и 10 окуляре. При меньших увеличениях, от 25 до 40 крат, результаты имели сильное расхождение с измеренной пористостью. При увеличении 100 и 200 крат сходимость выявлялась хорошая, отклонение от значений в пределах 1–2 %. Но при 200 кратном увеличении уменьшалась площадь анализа в два раза, и при изготовлении панорамных снимков увеличивалось время создания панорам. Панорамное фото при 100 кратном увеличении составлялось из снимков 16 полей зрения с перекрытием 10–15 %. Площадь анализа составляла от 8 до 12 мм². Время создания одной панорамы от 5 до 10 минут. Использовалась программа Altami Studio 3.5.

Затем по цвету выделялось пустотное пространство и проводилась сегментация изображений с переводом в двухцветное. Пустоты выделялись белым цветом, остальной материал – черным (Рисунок). Для этого можно использовать программы ImageJ или Adobe Photoshop. Для анализа пустотного пространства существует множество программ: ImageJ, Avizo и т. д. В данной работе использовалась программа СТАп, изначально разработанную для расчетов данных компьютерной томографии. Но в СТАп возможен так же анализ 2D срезов.

Определялся ряд параметров пустот: размер, фактор компактности, фактор удлинения, фактор изрезанности, фактор округлости, фактор прямоугольности. Так же проводилось разбиение пустот по размерам. Строилась гистограмма распределения пустот по размеру в зависимости от вклада в общую пористость (Рисунок). Все расчетные параметры формируются в отчетный файл, с помощью программного кода на языке python.

В результат обработки порядка 2500 шлифов было установлено несколько особенностей. Во-первых, лучшие показатели сходимости расчетной и измеренной пористости получаются на породах тонко-мелкозернистой фракции и крупнее. Алевритовые и глинистые породы показывают худшую сходимость результатов. Во-вторых, наименьшие расхождения характерны для неслоистых пород с однородной текстурой, слоистые же породы, наоборот, могут давать расхождения, в силу небольшой общей площади анализа. Степень сортировки не влияет на общий результат. В-третьих, наличие каолинового цемента дает некоторое незначительное отклонение расчетов в сторону увеличения пористости. Каолинит слабо прокрашивается, видимо, за счет субмикронной пористости и дает вклад в общий расчет.

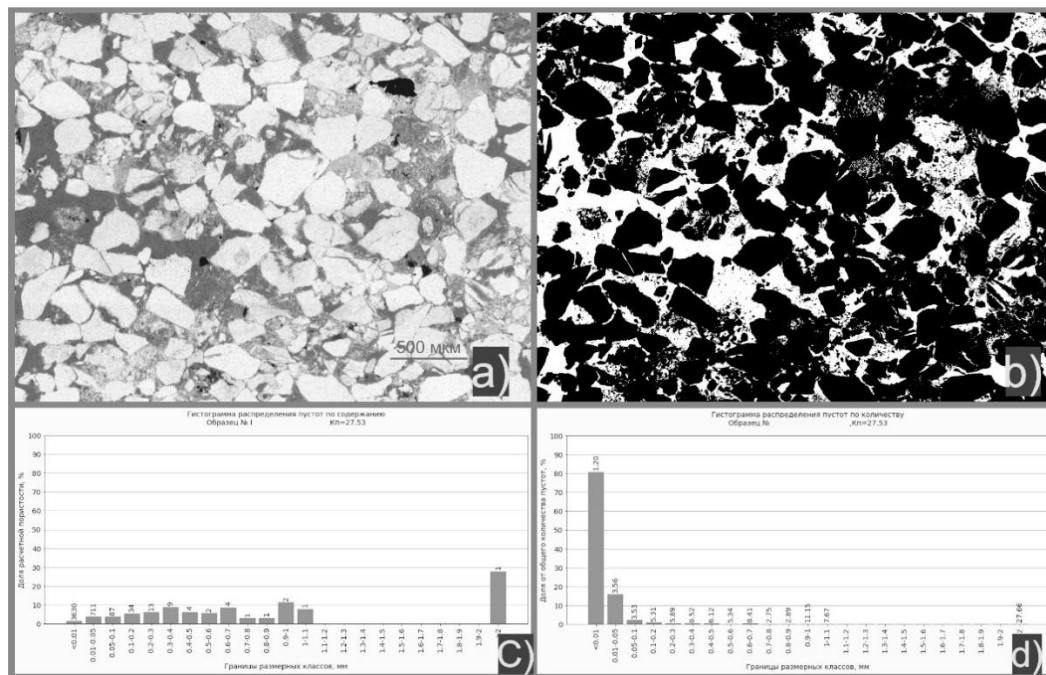


Рисунок. Результаты расчета пустотного пространства песчаника с 27,53 % пустотного пространства: а) панорамная фотография шлифа породы в параллельных николях, б) сегментированное бинарное панорамное фото, белым выделено пустотное пространство, в) гистограмма распределения пустот по размеру от общего количества пористости, д) гистограмма распределения пустот по количеству от общего числа пор.

В целом метод расчета пористости по шлифам может быть применим для уточнения оценки пористости при микроскопическом изучении по шлифам, а также когда не проводились замеры пористости по образцам. Так же в дальнейшем возможна разработка методики расчета пористости по карбонатным породам коллекторам, несмотря на анизотропию структуры пустотного пространства таких пород.

Литература

1. Гудок Н. С., Богданович Н. Н., Мартынов В. Г. Определение физических свойств нефтеводосодержащих пород. Москва: Недра, 2007, 583 с.

А. В. Черешинский

Воронежский государственный университет, Воронеж

ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛОВ-ИНДИКАТОРОВ КИМБЕРЛИТОВ ИЗ ПАЛЕОГЕНОВЫХ И НЕОГЕНОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

В пределах Воронежской антеклизы (ВА) палеогеновые и неогеновые отложения развиты сравнительно широко. Образования палеоцена, эоцена и олигоцена накапливались в прибрежно-морских и мелководно-морских условиях. Они распространены преимущественно в западной и юго-восточной частях ВА, залегают в

пределах приводораздельных пространств. Неогеновые отложения (за исключением берекской свиты, которая имеет олигоцен-миоценовый возраст) формировались в континентальных условиях. Они широко распространены на востоке ВА, и в виде отдельных останцов на остальной территории.

Из палеогеновых разрезов отобрано довольно много проб, при этом большинство находок минералов-индикаторов кимберлитов (МИК) сделаны на юго-востоке Воронежской антеклизы [1, 2]. Из индикаторных минералов выделены: хромшпинелиды, пиропы, пикроильмениты и мелкие алмазы.

Хромшпинелиды обнаружены в эоценовых образованиях – бучакская и воробьевская свиты и палеоценовых – сумская свита, всего находки сделаны в 8 разрезах. Выделенное количество зерен сильно непостоянно, колеблется от 4–10 до 1214 на пробу. Хромшпинелиды представлены октаэдрическими кристаллами размером 0,1–0,3 мм. Большинство зерен слабо окатаны (2 класс). По химическому составу они преимущественно низкохромистые, Cr_2O_3 в них от 24,5 до 51,6 % (в единичных зернах до 61,2 %), количество TiO_2 до 7,9 %, MgO до 24,4 %. На генетической диаграмме Н. В. Соболева для них характерен пикритовый, в меньшей степени перидотитовый тренд.

Количество пиропов в пробах колеблется от единичных знаков до 79 [2]. Наиболее представительными разрезами являются отложения бучакской и сумской свит, где обнаружено наибольшее количество зерен. Из отложений сумской свиты (разрез Нижний Бык) выделено 15 пиропов. Размер зерен от 0,2 до 0,6 мм, они слабо окатаны, окраска – от фиолетовой до розовой. В пробе из разреза Михайловка (сумская свита) обнаружено 33 пиропы. Размер зерен составляет 0,25–0,3 мм, одно более крупное – до 0,6 мм. В бучакских отложениях выделено 79 пиропов фиолетового цвета, размером 0,2–0,9 мм. В изученных зернах содержание Cr_2O_3 колеблется от 0,1 % – в пироп-альмандинах до 9,34 % – в пироплах. На диаграмме Н. В. Соболева основная часть зерен попадает в область лерцолитового парагенезиса, две точки составов – в область дунит-гарцбургитового парагенезиса, причем одна из них в поле алмазной ассоциации.

Пикроильмениты обнаружены в отложениях сумской и бучакской свит, их количество составляет 1–3 знака на пробу. Зерна тяготеют к крупным размерным классам (более 0,25 мм), они, как правило, хорошо окатаны (3–4 класс), по химическому составу низкомагнезиальные.

Мелкие кристаллы алмаза выделены из 3 разрезов, всего обнаружено 7 зерен [1]. Из участка Мамоновка (бучакская свита) получены – октаэдр, обломок октаэдра и обломок шпинелевого двойника. В разрезе Нижний Бык (сумская свита) обнаружены – октаэдр, куб и осколок кристалла. В разрезе Ержовка (Михайловка) в базальном горизонте сумской свиты найден один кристалл октаэдра.

На северо-западе ВА из образований берекской свиты (олигоцен-миоцен) выделены единичные зерна хромшпинелидов (1–2 зерна на пробу). Они низкохромистые и по своему составу не соответствуют хромшпинелидам из кимберлитов.

Неогеновый коллектор опробован преимущественно на севере и северо-востоке антеклизы, МИК представлены пиропами и хромшпинелидами [1, 2]. Пиропы характерны для 4 разрезов (тамбовская, сосновская свиты и горелкинской серия), их количество от 1 до 3 зерен на пробу, размер преимущественно 0,16–0,25 мм. Выделенные зерна имеют фиолетовую, реже розово-фиолетовую окраску, неправильную угловато-окатанную, реже кубическую форму. По соотношению Cr_2O_3 и CaO (на диаграмме Н. В. Соболева) практически все пробы попадают в область гранатов лерцолитового парагенезиса, и только одна из отложений горелкинской серии – дунит-гарцбургитового парагенезиса.

Хромшпинелиды обнаружены в отложениях тамбовской свиты и усманской серии, их содержание в пробах колеблется от 7 до 23 знаков. Они хорошо окатаны (3–4 класс), имеют размер – 0,1–0,25 мм, представлены плоскогранными октаэдрами. В изученных зернах механогенная поверхность преобладает над гипергенной и представлена микровыбоинами. Содержание Cr_2O_3 в хромшпинелидах колеблется от 24,6 до 64,3 %, Al_2O_3 от 2,4 до 41, TiO_2 от 0 до 9,57, MgO до 20,2. На генетической диаграмме Н. В. Соболева две пробы попадают в поле состава хромшпинелидов алмазной ассоциации.

Западнее рассмотренных разрезов (юг Липецкой области) из песчаных отложений нижеусманской подсерии выделено 43 зерна хромшпинелидов, размером до 0,25 мм. Они представлены хорошо окатанными (3–4 класс) плоскогранными зернами октаэдрической формы. Содержание Cr_2O_3 в хромшпинелидах составляет от 41 до 63,3 %, TiO_2 – от 0 до 5,88 %, MgO – 0,43–15,7 %, и они находятся в поле неалмазоносных пород.

По сравнению с мезозойскими образованиями [1, 2], отложения палеогена и неогена характеризуются более низким содержанием индикаторных минералов. Наиболее перспективными породами для опробования на МИК в пределах юго-востока ВА являются палеоценовые и эоценовые, на северо-востоке антеклизы – неогеновые отложения.

Литература

1. Шевырев Л. Т., Черешинский А. В. Алмазоносность центральной части Восточно-Европейской платформы (Воронежская антеклиза). Труды научно-исследовательского института геологии. Воронеж, Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2015. Вып. 90. 283 с.
2. Черешинский А. В., Шевырев Л. Т., Савко А. Д. Эндогенез и рудогенез в фанерозое Воронежской антеклизы. Труды научно-исследовательского института геологии. Воронеж, Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2022. Вып. 108. 150 с.

В. В. Чуркина, А. С. Мозговой, А. Д. Егорова, Г. А. Калмыков
МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва

ВЛИЯНИЕ ВТОРИЧНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ТЕРРИГЕННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ НЕФТИ И ГАЗА НА ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД НА ПРИМЕРЕ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО КАСПИЯ

Значительные запасы углеводородов заключены в полимиктовых песчаных коллекторах нижнемеловых (апт-альбских) отложений месторождений Северного Каспия, которые характеризуются неравномерным распределением пелитовой и алевритовой фракций, что приводит к высокому содержанию остаточной воды и слабой согласованности фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) между собой. Это предопределяет высокую неоднородность коллекторов в углеводородных залежах и необычно низкие удельные электрические сопротивления (УЭС) при получении безводных притоков углеводородов. Условия осадконакопления, интенсивность вторичных процессов, влияющих на изменение первичных ФЕС пород, отражаются непосредственно на показаниях методов геофизических исследований скважин (ГИС) и зачастую затрудняют их интерпретацию.

Основываясь на литературных данных [1, 2], авторы делают вывод, что на снижение УЭС продуктивных коллекторов могут влиять следующие факторы: микрослоистая последовательность песчаников и глин; электронная проводимость внутри матрицы породы (акцессорные минералы, например, пирит); высокие значения связанной воды - повышенная глинистость коллекторов, тонкозернистость песчаников, внутренняя микропористость скелетной фракции. Первый фактор был рассмотрен авторами ранее [3]: преобладание в разрезах биотурбационных текстур, нарушающих первичную слоистость, и наличие микрослоистых участков приводит к неоднородности свойств пород. Пирит также выделяется в изучаемых отложениях, но его низкое содержание (< 2 %) и обособленность монокристаллов не оказывают влияния на электронную проводимость матрицы породы. Целью данной работы является детальное изучение последнего фактора – повышенной глинистости, тонкозернистости и внутренней микропористости терригенных коллекторов.

Нижнемеловые отложения Северного Каспия представлены глинистыми, интенсивно биотурбированными, тонкозернистыми песчаниками и алевритами с редкими прослоями известняков и глауконитовых разностей. Изучаемые продуктивные отложения по всему разрезу характеризуются низкими значениями УЭС (от 1 до 10 Ом·м). Водонасыщенные коллекторы характеризуются значениями УЭС от 0,7 до 1,6 Ом·м. Вмещающие глинистые породы имеют промежуточные между водонасыщенными и продуктивными коллекторами значения УЭС – от 1,8 до 2,2 Ом·м. Также важной

петрофизической характеристикой продуктивных коллекторов являются повышенные значения коэффициента остаточной водонасыщенности ($K_{во} = 50\text{--}53\%$) при коэффициенте пористости $22\text{--}25\%$ и проницаемости $5\text{--}7$ мД, которые также объясняют пониженные значения сопротивления нефтегазонасыщенных коллекторов. Значения коэффициента нефтегазонасыщенности по электрической модели ГИС оказываются крайне низкими ($K_{нг} = 23\text{--}34\%$). При этом, по результатам испытаний из коллекторов с низкими значениями $K_{нг}$, как правило, получают безводные притоки нефти и газа, либо с незначительным содержанием воды в продукции. Таким образом, показания остаточной водонасыщенности, полученные лабораторными исследованиями, оказываются заниженными и не подтверждаются результатами испытаний в скважинах.

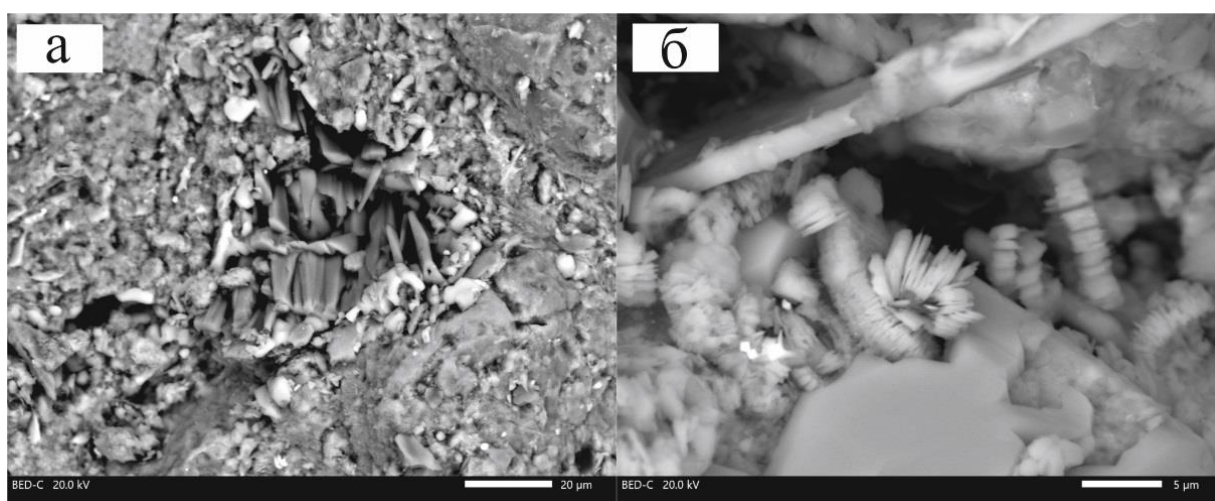


Рисунок. Фотография песчаника из коллектора под РЭМ: а - полурастворенное зерно полевого шпата (ПШ); б – поры между каолиновыми чешуйками.

Остаточная вода в породах связана с высоким содержанием алевритовой и пелитовой фракций в образцах, а также с тонкими порами и капиллярами, образованными в результате вторичных преобразований силикатных и алюмосиликатных минералов. Полевые шпаты (ПШ) и слюды подверглись частичному растворению, каолинизации, благодаря чему внутри полурастворенных зерен (Рисунок а) и между сростками каолиновых минералов (рисунок б) образовались микрополости с остаточной водой. А так как содержание глин и полевых шпатов в породах значительно (глин – до 20% , ПШ – до 30%), то вторичное порообразование вносит достаточно весомый вклад в образование коллекторов.

Таким образом, нижнемеловые коллекторы Северного Каспия имеют низкую дифференциацию пород по значениям удельного электрического сопротивления, что затрудняет интерпретацию ГИС при выделении коллекторов, оценке характера их насыщенности, прогнозе величин нефтегазонасыщенности по электрической модели

ГИС. Вторичные преобразования алевролитов и песчаников напрямую влияют на сопротивление пласта, снижая УЭС продуктивных коллекторов, увеличивая Кво.

Понимание геологической природы сложной взаимосвязи ФЕС терригенных коллекторов поможет корректно подбирать петрофизические исследования керн, интерпретировать данные ГИС для цели подсчета запасов и планировать разработку месторождений.

Литература

1. *Комова А. Д., Дьяконова Т. Ф., Исакова Т. Г., Бата Л. К., Калугин А. А., Терентьев В. Ю.* Особенности строения и оценки нефтенасыщенности верхнеюрских низкоомных коллекторов на примере Ватьеганского месторождения Западной Сибири. // Экспозиция Нефть Газ, 2016 № 7 (53). С. 17–21.
2. *Комова А. Д., Дьяконова Т. Ф., Исакова Т. Г., Бата Л. К., Терентьев В. Ю., Гурбатова И. П.* Некоторые виды сложных коллекторов продуктивных разрезов нефтегазовых месторождений. // Геофизика спецвыпуск «ЦГЭ-50 лет». С. 126–133.
3. *Чуркина В. В.* Биотурбация в нижнемеловых коллекторах Северного Каспия и ее значение при формировании ФЕС. Экзолит-2022. Литология осадочных комплексов фанерозоя и докембрия. Годичное собрание (научные чтения). Москва, 15–16 июня 2022г.: Сборник научных материалов/ Секция осадочных пород МОИП, кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии МГУ имени М. В. Ломоносова; под ред. Ю. В. Ростовцевой. Москва: Макс Пресс, 2022. 172 с.

В. Г. Эдер¹, А. Г. Замирайлова²

¹*Геологический институт РАН, Москва*

²*ИНГГ СО РАН, Новосибирск*

О ВОЗМОЖНОСТЯХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ C/S ДЛЯ ПОВЫШЕНИЯ КОРРЕКТНОСТИ РЕЗУЛЬТАТОВ РЕКОНСТРУКЦИЙ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАНЫМ (НА ПРИМЕРЕ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ, ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Отношение органического углерода к сере сульфидной (C/S) первоначально использовалось для разделения морских и пресноводных отложений [1, 2]. Для морских отложений, согласно этим авторам, характерна положительная линейная зависимость между C и S ($C/S=2,8\pm 0,8$). Несколько позднее [3, 4] выявлено, что для пород, существенно измененных в позднем диа- и катагенезе, значение этого отношения составляет около 1. Ранее нами установлено, что для баженовской свиты (БС) большая часть образцов пород подчиняется описанной Р. Бернером и Р. Райсвелом [3, 4] линейной положительной зависимости между C и S [5]. Предварительно определено, что образцы, не удовлетворяющие этой зависимости, являются существенно пиритизированными породами, расположенными у границ свиты.

При реконструкциях условий образования отложений посредством геохимических модулей, построении карт распределения основных компонентов черносланцевых отложений (в частности БС) для уточнения особенностей седиментации возникает вопрос отбраковки существенно измененных (в ходе их погружения на

глубины 2,5–3 км) образцов пород. Так, например, для восстановления редокс обстановок черносланцевых отложений широко используется комплекс геохимических показателей ($V/(V+Ni)$, V/Cr , Ni/Co , $U_{аут}$, Mo/Mn и др.), для определения климатических условий – индексы химического выветривания пород (CIA , CIW и др.), но в большинстве случаев не производится отбраковка пород, претерпевших существенные изменения вещественного состава в диа- и катагенезе, что приводит к некорректным выводам.

Настоящее исследование направлено на уточнение вещественного состава и генезиса пород БС, в которых C/S не подчиняется линейной зависимости $C/S=2,8\pm 0,8$. Основной целью работы являлось установление возможности использования C/S для отбраковки существенно измененных пород при восстановлении условий их седиментации. Также одной из задач исследования являлась проверка корректности и сходимости выводов об условиях образования отложений, полученных в результате исследования закономерностей распределения геохимических модулей. Это было сделано (на примере редокс показателей: $V/(V+Ni)$, V/Cr , Ni/Co , $U_{аут}$, Mo/Mn) для всей выборки пород без отбраковки существенно измененных пород и для выборки слабоизмененных пород, характеризуемых $C/S=2,8\pm 0,8$.

В рамках работы проведены стандартные литологические исследования – изучение 270 образцов БС четырех разрезов Повховской, Южно-Ягунской, Дружной и Новоортъягунской площадей района Хантейской гемиянтеклизы. Определялось содержание: 1) породообразующих оксидов выполнено при помощи рентгенофлуоресцентного анализа (ИГМ СО РАН); 2) органического углерода – весовым полумикрометодом с помощью экспресс-анализатора (АН-7529) на углерод и в некоторых разрезах методом пиролиза (SR Analyzer – POPI) (ИНГГ СО РАН); 3) серы сульфидной, сульфатной и форм железа – химическими методами анализа (ИГМ СО РАН); 4) микроэлементов – методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИГМ СО РАН). Для изученных разрезов построены корреляционные диаграммы C/S , определены коэффициенты корреляции, проанализированы литолого-геохимические особенности образцов пород, не удовлетворяющих линейной зависимости $C/S=2,8\pm 0,8$.

Выявлено, что большая часть образцов пород (силицитов и микситов кероген-глинисто-кремнистых и кероген-карбонатно-кремнистых) в изученных разрезах, характеризуется значениями отношения $C/S=2,8\pm 0,8$. Определено, что породы, для которых: 1) $C/S > 3,6$ – это силициты первой и, в меньшей степени, второй пачек БС, карбонатизированные радиоляриты первой пачки или карбонаты зоны перехода БС в отложения георгиевского горизонта; 2) $C/S < 2$ – это: а) породы приграничных зон георгиевского и куломзинского горизонтов с БС; б) микситы кероген-карбонатно-кремнистые пятой пачки БС с примерно равными содержаниями С и S; в) доломиты или частично доломитизированные породы. Ранее в БС выделены 4 интервала геохимических барьеров и сделано предположение, что на стадии диагенеза на них

происходила карбонатизация, реже окремнение пород [6]. По комплексу признаков сделаны выводы, что породы с $C/S < 2$ (с примерно равными содержаниями С и S, или в которых содержание С заметно меньше, чем S), рассматриваются как претерпевшие наложенную пиритизацию в катагенезе [5]. Также многими авторами доломитизация пород БС связывается с процессами преобразования органического вещества на стадии катагенеза [7, 8, 9].

Таким образом, для изучаемых отложений района Хантейской гемиантеклизы установлена следующая закономерность. Породы, которые подверглись значительной карбонатизации или окремнению вблизи геохимических барьеров в диагенезе, удовлетворяют зависимости $C/S > 3,6$, а те, которые испытали наложенную пиритизацию и доломитизацию в катагенезе – $C/S < 2$.

Для проверки сходимости результатов и корректности выводов по редокс обстановкам образования БС в трех следующих выборках: 1) $C/S < 2$; 2) $3,6 > C/S > 2$; 3) $C/S > 3,6$ проанализированы гистограммы распределения таких редокс показателей, как $V/(V+Ni)$, V/Cr , Ni/Co , $U_{\text{аут}}$. В результате исследования выявлено, что для выборки слабоизмененных пород ($3,6 > C/S > 2$) эти редокс показатели указывают на их преимущественное образование в аноксидной (бескислородной) обстановке. Имеется только четыре образца силицитов, расположенных непосредственно у нижней границы БС, которые попадают в поле субокислительных условий. В целом эти результаты подтверждаются интерпретацией редокс условий БС по минералогическим показателям пород, характеру распределения значений степени пиритизации железа [10], а также по полному отсутствию следов инфауны. Так, у нижней границы в БС часто встречаются единичные зерна глауконита или реже – фосфатные конкреции, что указывает на субокислительные обстановки. Выше по разрезу эти образования не наблюдаются и, в значительном количестве (5–25 %) присутствует пирит. При анализе выборки существенно измененных образцов пород ($C/S < 2$ и $C/S > 3,6$) выявлено, что значительное их количество находится в поле субокислительных обстановок, что в силу приведенных выше фактов не является корректным заключением.

Таким образом, в результате исследования закономерностей распределения C/S в баженовской свите сделаны следующие выводы:

1) большая часть образцов пород характеризуется положительной линейной зависимостью ($C/S = 2,8 \pm 0,8$) между С и S, что характерно для слабоизмененных в диа- и катагенезе морских отложений;

2) образцы, не удовлетворяющие положительной линейной зависимости ($C/S = 2,8 \pm 0,8$), являются существенно измененными в диа- и катагенезе породами. При этом для пород, претерпевших преобразования вещественного состава в диагенезе, характерны, главным образом, значения $C/S > 3,6$, в катагенезе – $< 2,2$;

3) выявлено, что для реконструкции условий образования отложений при помощи анализа геохимических модулей отношение C/S может использоваться для

отбраковки существенно измененных образцов пород ($C/S < 2$ и $C/S > 3,6$), что существенно повысит корректность полученных выводов.

Работа выполнена при поддержке: проектов FMMG-2023-0008, FWZZ-2022-0007.

Литература

1. *Berner, R., Raiswell R.* Burial of organic carbon and pyrite sulfur in sediments over Phanerozoic time: a new theory // *Geochemica et Cosmochimica Acta*. 1983. V. 47. Pp. 855–862.
2. *Berner, R.* Sedimentary pyrite formation: an update // *Geochem. et Cosmochim. Acta*. 1984. V. 47. P. 605–615.
3. *Leventhal J.S.* An interpretation of carbon and sulfur relationship in Black Sea sediments as indicators of environments of deposition // *Geochemica and Cosmochimica Acta*. 1983. V. 47. P. 133–137.
4. *Leventhal J.S.* Carbon–sulfur plots to show diagenetic sulfidation in sediments // *Geochemica et Cosmochimica Acta*. 1995. V. 59. № 6. P. 1207–1211.
5. *Эдер В.Г.* Пиритизация пород зон перехода черносланцевой толщи к вмещающим отложениям на примере баженовской свиты Западной Сибири // *Литология и полезные ископаемые*. 2020. № 3. С. 257–271.
6. *Эдер В. Г., Замирайлова А. Г., Калмыков Г. А.* Свидетельства образования карбонатных пород на геохимических барьерах в черных сланцах на примере баженовской свиты Западной Сибири // *Георесурсы*. 2019. Т. 21. № 2. С. 143–152.
7. *Немова В. Д., Колосков В. Н., Покровский Б. Г.* Формирование карбонатизированных коллекторов в глинисто–кремнистых отложениях баженовского горизонта на западе Широного Приобья // *Разведка и охрана недр*. 2011. № 12. С. 31–35.
8. *Коробов А. Д., Коробова Л. А., Морозов В. П., Заграновская Д. Е., Захарова О. А.* Аутигенный доломит высокобитуминозных баженовских отложений – показатель завершающей стадии генерации углеводородов // *Нефтяное хозяйство*. 2017. № 4. С. 41–43.
9. *Эдер В. Г., Балушкина Н. С., Замирайлова А. Г., Фомин А. Н.* Литолого-геохимические свидетельства катагенетических преобразований черных сланцев на примере баженовской свиты Западной Сибири // *Вестник Московского университета*. 2021. Серия 4: Геология. № 1. С. 58–70.
10. *Эдер В. Г., Рыжкова С. В., Дзюба О. С., Замирайлова А. Г.* Литостратиграфия и обстановки седиментации баженовской свиты (Западная Сибирь) в центральном, юго-восточном и северном районах ее распространения // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2022. Т. 30. № 5. С. 46–74.

К. И. Юшин¹, С. В. Межеловская¹, А. Д. Межеловский²

¹ *Геологический институт РАН, Москва*

² *Российский государственный геологоразведочный университет имени С. Орджоникидзе, Москва*

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗАЛЬНЫХ ГОРИЗОНТОВ СУМИЙСКОГО И ЯТУЛИЙСКОГО НАДГОРИЗОНТОВ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

В настоящее время одной из важных задач для изучения раннепротерозойских пород Балтийского щита является разработка геохимических и петрографических критериев, позволяющих разделять осадочные комплексы сумия и ятулия. В пределах Ветреного пояса, Лехтинской, Шомбозерской и Печенгской структур породы этих комплексов схожи по петрографическим признакам и имеют близкий химический состав [1, 2, 3], что, вероятно и является причиной возникновения нескольких интерпретаций

разрезов, приводящих к неоднозначности стратиграфических последовательностей. Базальные горизонты сумия и ятулия в вышеуказанных структурах формировались после длительных перерывов, с формированием кор выветривания в узких линейных прогибах, и сложены преимущественно терригенными породами – кварцитами, карцитопесчаниками и метапесчаниками.

На основании результатов сравнительного анализа петрографических и минералогических, геохимических особенностей кварцитов сумийского и кварцитопесчаников, а также метапесчаников ятулийского возрастов, авторами были изучены и сопоставлены следующие свиты: токшинская (Ветренный пояс), окуневская, шароваракская (Лехтинская и Шомбозерская структуры) и кувернеринийокская (Печенгская структура).

В пределах Ветреного пояса широкое распространение получила токшинская свита, которая, начиная разрез, залегая на лопийских комплексах, и имеет сумийский возраст [2]. Она представлена кварцитами, практически на 98–99 % состоящими из кварца, на 1–2 % слюды – мусковита. Кварциты тектонизированы и перекристаллизованы. Зерна кварца имеют форму близкую к прямоугольной и мозаичное угасание; чешуйки слюды, заполняют интерстиции и однородно ориентированы, что придает породе элементы сланцеватости.

В сумийских кварцитах (окуневская свита) Шомбозерской и Лехтинской структур минеральный состав представлен кварцем (85–90 %) и мусковитом (10–15 %). Порода характеризуется неравномерной зернистостью и неоднородна по минеральному составу, что выражается в концентрации листочков слюды в некоторых участках. Зерна кварца размером от долей до нескольких миллиметров имеют зубчатые неправильные ограничения. Слюда, заполняя интерстиции, ориентируется в одном направлении, что придаёт элементы сланцеватой текстуры.

Кварциты сумия Лехтинской структуры состоят из кварца (около 95 %) и мусковита (около 5 %). Зерна кварца прямоугольной формы, а их размеры не превышают 0,5 мм. Иногда в общей равномернозернистой массе выделяются более крупные зерна размером 1–1,5 мм. Эти выделения имеют ярко выраженное мозаичное погасание. Слюда, выстраиваясь в одном направлении, тяготеет к тонким прослойкам, формирующимся между более мощными полосами, сложенными кварцем, что является результатом неравномерного рассланцевания.

В Шомбозерских кварцитопесчаниках ятулийского возраста минеральный состав (шароваракская свита), по сравнению с сумийскими, несколько отличается. Главным минералом является кварц, количество которого достигает 98 %, а содержание слюды не превышает 1–2 %, редко встречается плагиоклаз, который ранее не был отмечен для кварцитов окуневской свиты. Зерна кварца и плагиоклаза, часто имеют окатанную, округлую форму. Разнонаправленные мелкие листочки серицита заполняют интерстиции.

Ятулийские кварцитопесчаники Лехтинской структуры сложены округлыми зернами кварца 0,5 до 1,5 мм, а также редкими зернами кальцита и слюд, играющих роль цемента. Листочки слюды разнонаправлены, заполняют интерстиции, так же, как и редкий глинистый материал, встречающийся в свободных пространствах между зернами.

В пределах Печенгской структуры кварцитопесчаники встречаются только в ятулийском надгоризонте. Отсутствие кварцитов сумийского возраста связано с более молодым заложением структуры [1]. По петрографическому составу эти породы состоят на 95 % из кварца, около 2–3 % приходится на плагиоклаз и калиевый полевой шпат, остальные 2 % – на слюды, которые здесь представлены мусковитом и биотитом. Встречаются окатанные зерна циркона. Зерна полевых шпатов часто хорошо окатаны и имеют овальную и округлую формы, либо плохо окатаны, что выражается в наличии зерен с сечениями близкими к прямоугольным. В породе присутствуют реликты глинистого цемента.

Химический анализ кварцитов сумия и ятулия не позволяет выделить четких критериев их различия ввиду очень близких составов. Но при этом можно отметить слабо выраженный тренд изменений индекса общей щелочности: от нормальной щелочности пород сумия – к ятулию в сторону повышенной щелочности пород, что выражается в присутствии плагиоклаза и калиевого полевого шпата в ятулийских отложениях.

На основе минералого-петрографического анализа можно сделать ряд выводов:

1. Кварциты сумийского возраста, в отличие от кварцитопесчаников ятулия, являются более мономинеральными. Основными минералами здесь являются кварц и слюда, в это же время в ятулийских кварцитопесчаниках обнаруживаются кварц и калиевый полевой шпат, что вероятно связано с различной степенью рециклинга.
2. Сохранность цемента в результате метаморфических и тектонических процессов в ятулийских породах гораздо выше, на что указывает наличие карбоната и серицита, которые заполняют межзерновое пространство. Одной из отличительных черт кварцитопесчаников ятулия считается [4, 5] наличие карбоната. Этот факт достаточно часто устанавливается для отложений этого возраста во многих структурах (Печенгская, Шомбозерская, Лехтинская, Онежская мульда и др.) [4, 5].
3. Степень тектонической и метаморфической переработки сумийских кварцитов существенно выше, по сравнению с ятулийскими кварцитопесчаниками, на что указывают прямоугольные сечения зерен кварца, как результат деформаций, мозаичное угасание, рассланцованность пород, ориентировка слюды – мусковита. С другой стороны, в кварцитопесчаниках ятулия иногда наблюдаются элементы первичной стратификации – слоистость, а зерна кварца полевых шпатов представляют собой хорошо окатанные обломки, новообразованная слюда разнонаправлена.
4. Изменение химического состава от отложений сумийского надгоризонта к ятулийскому в сторону повышено-щелочных пород обеспечивается присутствием зерен

калиевого полевого шпата и плагиоклаза, что оказывает влияние на модуль общей нормативной щелочности.

Литература

1. *Ахмедов А. М., Предовский А. А., Федотов Ж. А.* Геохимия Печенгского массива. Метаморфизованные осадки и вулканы. Л.: Наука, 1974. 139 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Серия Карельская. Листы Р-37-I (Маленьга), Р-37-VII (Сергиево). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. 94 с.
3. *Иванов Н. М., Корсакова М. А., Дударева Г. А. и др.* Отчет по геологическому доизучению Шомбозерско-Лехтинской площади масштаба 1:200000, составлению и подготовке к изданию комплекта Государственной геологической карты масштаба 1:200000 листов Q-36-XXVII, XXVIII. ФГБУ Росгеолфонд, 2010. 518 с.
4. *Глушанин Л. В., Шаров Н. В., Щипцов В. В.* Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011, 431 с. + 1 вкл., ил. 233, табл. 76. Библиогр. назв. 718. ISBN 978-5-9274-0456-8
5. *Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В. и др.* Геология, литология и палеогеография ятулия центральной Карелии. Изд-во «Карелия», Петрозаводск. 1970. 364 с.

С. Ю. Яковшин

МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НИЖНЕМЕЛОВЫХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Предложена седиментологическая модель формирования нижнемеловых отложений Собербашско-Гунайского синклиория Северо-Западного Кавказа. Модель предполагает три основных этапа формирования отложений, приуроченных к трем различным обстановкам, которые сложились на данной территории на границе юр-мела (пихтарская свита и запорожский горизонт) и в начале раннего мела (мачмаловская и чаталовская свиты), в валанжине-апте (шипанская, чепси, афипская, убинская свиты). Установлено существование трех систем осадконакопления: карбонатной, терригенной и карбонатно-терригенной.

Осадконакопление в позднеюрско-раннемеловом бассейне имело циклический характер, что обуславливалось сменой тектонических режимов и палеоклиматическими условиями. Сочетание этих факторов привело к формированию как флишевых прогибов, так и развитию рифовых систем в пределах ограничивающих их поднятий. На севере вдоль Ахтырской шовной зоны сформировались верхнеюрско-нижнемеловые рифы барьерного типа. Барьерный риф ограничивал юрско-неокомский бассейн Северо-Западного Кавказа и существенно влиял на условия осадконакопления. В этом бассейне формировались флишеидные толщи большой мощности, которые существенно отличаются от одновозрастных зарифовых платформенных образований, имеющих значительно меньшую мощность и иное строение разреза. Рифы разрушались

достаточно длительное время, и их обломки сносились в море, образуя шлейфы среди нижнемеловых осадков.

Широкое распространение горизонтов, сложенных грубообломочным карбонатным и терригенным материалом в подошве берриаса (запорожский), валанжина (дерби), верхнего готерива (солодкинский), баррема (фанарский) указывает на присутствие мощных источников сноса. Совокупность всех признаков (литологическая и палеонтологическая характеристика, минералогический состав, характер напластования, сортировка, окатанность и др.) свидетельствуют о том, что образование грубообломочных горизонтов связано с мощными гравитационными процессами перемещения огромных масс обломочного материала, вызванных обвалами и оползнями на краю платформы. Преобладание известковистых галек в составе конгломератов и присутствие крупных глыб органогенно-обломочного известняка свидетельствует о развитии рифовой зоны в западном направлении. Вероятно, что в междуречье Абин-Убин и далее на запад рифовые постройки не образовывали единый массив, а слагали цепочку островов. Крупные обломки верхнеюрских известняков присутствуют в базальных горизонтах нижнемеловых свит. Но встречаются они не только вблизи предполагаемого барьерного рифа, но и на значительном удалении от него. Следовательно, можно предположить, что помимо края платформы отдельные острова рифовых построек получили развитие в пределах и внутришельфовой впадины, которые в периоды тектонической активности являлись локальными поставщиками обломочного материала. Наряду с известняками разрушались и терригенные средне-верхнеюрские породы, и собственно нижнемеловые отложения, которые поставляли обломки глин, сидеритов, алевролитов и песчаников, образовавших внутриформационные конгломераты. На близость суши и ее роли как поставщика терригенного материала указывает обогащенность грубообломочных базальных горизонтов обуглившимися растительными остатками, свидетельствующими о развитии растительного покрова на суше.

В пределах изучаемого участка не было единого источника поступления обломочного материала. Вероятнее всего существовало два источника сноса обломочного материала северный – Скифская плита и второй (в меньшей степени) - с юго-запада (района Большого Кавказа). Со Скифской плиты происходил снос значительного количества глинистого материала, обусловленный двумя основными факторами – погружением плиты и изменением климата с аридного на гумидный. О сносе с района Большого Кавказа можно судить по большой (до ~ 20 %) примеси кварца, кварцитов, метаморфитов и вулканитов кислого и среднего-кислого состава.

В пределах изучаемого района возможно существование трех систем осадконакопления: карбонатной, терригенной и карбонатно-терригенной. На первом этапе, в условиях трансгрессии, на бровке крутого склона (контролируемого разрывным нарушением?) происходило формирование рифовых массивов, возможно, окаймленных

отмелью. В периоды тектонической активности и вызванного этим резкого падения относительного уровня моря, карбонатный массив подвергался экспозиции, что приводило к формированию шлейфа грубообломочных карбонатных пород. В этот период усиливается поступление терригенного материала с суши, формируя, тем самым, сложную, карбонатно-терригенную седиментационную систему гравитационных потоков.

Возможное существование в позднеюрско-раннемеловое время таких обстановок подтверждается существованием подобных систем, ранее описанных в литературе [1–3]. Наиболее географически близким и изученным аналогом такого рода систем является район Первой Гряды Горного Крыма, где установлено, что формирование толщи конгломератов горы Пахкал-Кая происходило в условиях образования дельты гильбертова типа на краю платформы, а образование карбонатного массива и его разрушение с образованием грубообломочных склоновых фаций и дополняющих их дельтовых, на последующих стадиях [4].

Таким образом, в поздней юре обстановки осадконакопления представляли собой мелководно-морской бассейн, с условиями, подходящими для роста карбонатных рифогенных построек, которые к концу юры покрывали значительную часть территории Северо-Западного Кавказа. С юга эти постройки были ограничены северным краем трога Большого Кавказа. В начале раннего мела с общим подъемом территории происходило быстрое разрушение карбонатных построек, формирование речной сети (с дельтами гильбертова типа). Породы разрушенных карбонатных построек заполняют трог Большого Кавказа в виде известняковых брекчий и конгломератов (запорожский горизонт), сменяющихся карбонатно-терригенными толщами берриаса, которые к валанжину (мачмаловская и чаталовская свиты) перекрываются глубоководными флишоидными, в основном, глинистыми отложениями (шишанская, чепси, афипская, убинская свиты) с конкрециями и линзовидными прослоями сидеритов. Все эти свиты имеют очень схожий литологический состав.

Литература

1. *Лидер Н. Р.* Седиментология. Процессы и продукты. М.: Мир, 1986. 439 с.
2. *Flügel E.* Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application. Second Edition. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2010. 929 p.
3. *Wilson, J.* Carbonate facies in geologic history. New York: Springer-Verlag, 1975. 471 p.
4. Барабошкин Е. Ю., Пискунов В. К. Строение и условия формирования верхнеюрских отложений района г. Пахкал-Кая (Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2010. № 1. С. 17–25

Е. В. Яковшина¹, С. И. Бордунов^{1,2}, Л. Ф. Копаевич¹

¹МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва

²Геологический институт РАН, Москва

ОСОБЕННОСТИ КАРБОНАТНОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ ВЕРХНЕТУРОН-КОНЬЯКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО ПЕРИТЕТИСА

Анализ литологических особенностей карбонатной седиментации может послужить основой для восстановления условий осадконакопления, связанных как с эвстатическими колебаниями уровня моря, так и с влиянием других достаточно сложных и многофакторных процессов геологического прошлого. Это, в свою очередь, способствует расшифровке событий истории формирования бассейна [1], а также на этой основе возможности и достоверности удаленных корреляционных построений. Изучение ряда разрезов верхнего турона-коньяка Юго-Западного Крыма и Северо-Западного Кавказа послужило основой для восстановления условий карбонатной седиментации отложений восточной окраины океана Тетис.

Разрезы верхнетурон-коньякских отложений представлены белыми мелоподобными известняками прохладненской свиты (K_2pr) (Юго-Западный Крым) и ритмичной толщей чередования белых микритовых и светло-серых глинистых известняков натухайской свиты (K_2nt) (Северо-Западный Кавказ). Разрез Шапсугского карьера (Кавказ) представлен карбонатной толщей ритмичного строения, видимой мощностью около 80 м. Свита представлена микритовыми тонко- и толстослоистыми известняками, глинистыми известняками, известковые глинами, реже маломощные прослои песчаников и алевролитов. В известняках встречены иноцерамы. Крымские разрезы (о. Аксу-дере и о. Встреч) представлены схожими белыми толстоплитчатыми мелоподобными микритовыми известняками. Встречены раковины иноцерамов, аммониты, морские ежи и мелкие брахиоподы. Мощность около 25 м.

Во всех изученных разрезах выделены сходные микрофаши фораминиферовых мадстоунов, спикулитово-фораминиферовых и питонеллово-фораминиферовых вакмадстоунов, реже вак-пакстоунов [2]. Основная масса пород сложена микритовым кальцитом. Биокласты представлены фораминиферами, различной сохранности, замещенными вторичным кальцитом; известковыми диноцистами *Pithonella ovalis* (Kaufmann), относимыми ранее к кальцисферам [3], а также тонким раковинным детритом (обломки раковин двустворок, брахиопод, редкие иглы морских ежей). Присутствие известковых диноцист *Pithonella ovalis* (Kaufmann), а также планктонных фораминифер – характерная особенность всех Крымско-Кавказских разрезов данного возраста. Также в известняках постоянно присутствует тонкий раковинный детрит (обломки раковин двустворок, брахиопод, спикулы губок, иглы морских ежей). Отмечается рассеянный пирит и растительный детрит. Характерны биотурбации,

стилолитовые швы и фосфатизация отдельных компонентов. Генетический тип данных отложений – планктоногенный или неритовый [4, 5].

Выделенные микрофации сопоставлены с определенными фаціальными зонами [1]. При этом физико-географические условия определяются характером осадконакопления, приуроченностью к геоморфологическим элементам, типом бассейна, положением в определенной части бассейна, удаленностью от береговой линии, динамикой среды, условиями жизни и захоронения организмов и т.д. Выделены следующие фации: фация глубокого шельфа соответствует морскому дну с умеренным наклоном в сторону бассейна; фация глубокой окраины шельфа, сформированная у подножия карбонатного шельфа за счёт сносимого с него материала. Глубина, положение базиса воздействия волн и насыщенность кислородом близки к фации глубокого шельфа. На основе выделенных фаций можно сделать вывод, что изучаемые отложения верхнего турона и коньяка формировались в условиях дистального шельфа (неритовые отложения) либо открытого морского бассейна (гемипелагические отложения), при медленной или умеренной гидродинамике и достаточно медленной седиментации. Также можно говорить о нормальной циркуляции вод и их насыщении кислородом. В условиях обширной турон-коньякской трансгрессии весь юг Русской плиты оказался затоплен морскими водными массами достаточно значительной глубины. Источники сноса обломочного материала находились на значительном удалении, что способствовало накоплению чистых мелоподобных известняков.

В разрезе Шапсугского карьера в небольших количествах присутствуют тонкие песчаные и глинистые прослои, фиксирующие понижения уровня моря и усиление гидродинамики, когда увеличивался привнос терригенного материала. Наличие некоторой терригенной составляющей в этом разрезе вероятно связано с ее привносом со стороны территории Большого Кавказа. При полевых наблюдениях отмечены механоглифы, иногда нерегулярная волнистая и косая слоистость. Генетический тип данных прослоев – отложения донных течений [4, 5].

Проявленная ритмичность отложений на Северо-Западном Кавказе обусловлена “медленной скоростью седиментации при частичном элювиировании, в результате которого возникают разнотернистые осадки, которые ошибочно можно принять за динамически обусловленные, например, за турбидиты” [5]. Чередование в разрезе массивных мадстоунов с тонкослоистыми вак-мадстоунами и вак-пакстоунами можно объяснить периодическими изменениями гидродинамики бассейна. Это может быть обусловлено разными факторами. Так, течения и волнения в условиях регионального и локального перераспределения глубин нарушали равномерность процесса осадконакопления. Частичный размыв и смыв осадков происходил в подводных условиях. В карбонатных осадках повышалась концентрация нерастворимого остатка. Не исключен эоловый принос некоторых его компонентов. При этом ритмичность отложений в разрезе может быть тесно связана с глобальными флуктуациями инсоляции,

определяющими тепловое состояние земной поверхности, возможно по типу циклов Миланковича [6]. Однако полное решение этого вопроса требует дальнейших исследований.

Таким образом, в турон-коньякское время изучаемая территория представляла собой относительно глубоководный открытый морской эпиконтинентальный бассейн обширной окраины океана Тетис, где шло осадконакопление, в основном гемипелагического типа. Свидетельством относительной глубоководности этого бассейна также является наличие отдельных кремнистых прослоев на Кавказе и кремнистых конкреций в известняках Крыма. Бассейн был нормальной солёности, насыщенный кислородом. Песчаные и алевритистые прослои фиксируют кратковременные моменты отступления береговой линии в сторону бассейна, что подтверждается и микропалеонтологическими данными. Карбонатно-глинистый цемент песчаников свидетельствует о гумидном климате этого времени [7].

Биостратиграфический и геохимический анализы подтверждают существование относительно глубоководного бассейна в Восточном Перитетисе в поздне-турон-коньякское время.

Литература

1. Flügel E. Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application. Second Edition. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2010. 929 p.
2. Wilson, J. Carbonate facies in geologic history. New York: Springer-Verlag, 1975. 471 p.
3. Вишневецкая В. С. Находка известковых диноцист в верхнем мелу Поволжья // Докл. АН. 2016. Т. 466. № 3. С. 366–369.
4. Фролов В. Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Изд-во МГУ, 1984. 222 с.
5. Фролов В. Т. Литология. Кн. 3. Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1995. 352 с.
6. Габдуллин Р. Р. Ритмичность верхнемеловых отложений Русской плиты, Северо-Западного Кавказа и Юго-Западного Крыма (строение, классификация, модели формирования). М.: Изд-во МГУ, 2002. 304 с.
7. Фролов В. Т. Литология. Кн. 2. Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1993. 432 с.

Т. А. Янина, В. М. Сорокин, Д. В. Семиколенных
МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва

КАСПИЙСКАЯ МАЛАКОФАУНА В ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ КАРАНГАТСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЧЕРНОГО МОРЯ

В научном наследии В. Т. Фролова не обойдены вниманием и морские карангатские отложения Черноморского региона [1], отвечающие межледниковой трансгрессии начала позднего квартера (МИС 5). Карангатские осадки имеют широкое распространение [2–7]. Заключение в них фауна моллюсков охарактеризована средиземноморскими видами, как эвригалинными, так и стеногалинными, чем коренным образом отличается от других четвертичных фаун региона. Анализ систематического, экологического состава и распространения карангатской фауны сделан Л. А. Невеской

[8]. В ее составе установлены фаунистические сообщества разного ранга. Л. А. Невесской [8] выделены три фаунистических комплекса, отражающих фазы развития карангатской трансгрессии: тобечикский, включающий эвригалинные и умеренно эвригалинные средиземноморские виды; карангатский, характерной особенностью которого являются стеногалинные средиземноморские виды, отсутствующие в современном Черноморском бассейне; тарханкутский, содержащий обедненную морскую фауну. Последующие исследователи, опираясь в целом на схему Л.А. Невесской, в составе карангатской фауны также установили два-три фаунистических комплекса [1, 4, 6, 7, 9].

Большинством исследователей черноморского плейстоцена отрицается присутствие представителей рода *Didacna* Eichwald в составе карангатской фауны. Повышение солености карангатского бассейна рассматривается как кризис для солоноватоводных дидакн, приведший к их полному исчезновению. К. Д. Михайлеску [10] среди фауны лиманов и приустьевых участков Дуная, Прута и Днестра выделен карангатский лагунный комплекс, включающий *Didacna danubica*, наряду с которыми многочисленны монодакны, адакны, дрейссены и пресноводные моллюски. Формы, близкие к *D. danubica*, были отмечены этим исследователем еще в составе узунларского комплекса; карангатские дидакны лиманов – это естественное «продолжение» эвксино-узунларской фауны. Нами [9] сделаны редкие находки раковин дидакн в местонахождениях карангатской фауны Тузла и Малый Кут: это хорошо сохранившиеся эвксино-узунларские виды *Didacna pontocaspia*, *D. borisphenica*. Вопрос об их инситуности остался открытым. Во всех перечисленных случаях находки дидакн связаны либо с переживанием черноморских эвксино-узунларских видов в опресненных азиях, либо с их переотложением. Каспийские виды (обязанные своим происхождением Каспию и проникшие в карангатский бассейн с каспийскими водами) не описаны.

Нами выполнен биостратиграфический анализ керн трех скважин, пробуренных на черноморском шельфе в северо-восточной части бассейна. Керном вскрыты карангатские отложения, в верхней части содержащие раковины моллюсков рода *Didacna*. Цель нашего исследования состоит в установлении происхождения дидакн в составе карангатской фауны и выявлении путей ее проникновения в северо-восточный сектор моря. Материалом для исследований послужил керн скважин, пробуренных на шельфе Черного моря на глубине около 22 м в 12 км к юго-востоку от м. Железный Рог. Бурение выполнено АО Моринжгеология в ходе инженерно-геологических изысканий. Нами проведено изучение керн: выполнены литологический и малакофаунистический анализы, биостратиграфическое расчленение осадочной толщи, вскрытой скважинами. Состав растительных остатков в образцах определен в лаборатории агрохимии ФГБНУ Институт овощеводства. Радиоуглеродное датирование выполнено в ЦКП Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии Института географии РАН.

Керном трех скважин, близких по строению осадков, вскрыта толща отложений мощностью 50 м. Осадки неоплейстоцена залегают в интервале до 33 м. Их нижняя часть (слой 9, интервал 32,8–27,0 м) представлена эвксино-узунарскими отложениями конца среднего плейстоцена. Выше с размывом залегают толща карангатских осадков (слои 8–7) мощностью 18,5 м. В ее основании вскрыты (27,0–19,0 м) относительно глубоководные глины темно-серые, слоистые, с тонкими прослойками песка, насыщенного раковинным детритом, содержащего включения раковин и их обломков, количество которых возрастает в нижней части слоя. В составе раковин средиземноморские виды *Mytilaster lineatus*, *Cerastoderma glaucum*, *Cardium papillosum*, *Mytilus galloprovincialis*, *Chlamys glabra*, *Paphia* sp., *Cardium* cf. *tuberculatum*. Выше (19,0–13,0 м) залегают преимущественно песчаная толща, состоящая из двух пачек. Нижняя из них сложена алевритом и мелкозернистым песком с включениями раковин, скопления которых образуют линзовидные прослойки. В их составе *Ostrea edulis*, *Chione gallina*, *Cardium tuberculatum*, *Nassa reticulata*, *Mytilus galloprovincialis*, *Chlamys glabra*, *Gibbula maga*, *Bittium reticulatum*, *Spisula subtruncata*. Верхняя пачка имеет более глинистый состав и представляет собой переслаивание песчаных и глинистых осадков. В кровле толщи содержатся многочисленные раковины моллюсков: *Chlamys glabra*, *Ostrea edulis*, *Mytilus galloprovincialis*, *Paphia senescens*, *Cerastoderma glaucum*, *Chione gallina*, *Nassa reticulata*, *Maetra corallina*, *Dreissena polymorpha*, *Didacna cristata*, *Didacna subcatillus*, *Lithoglyphus naticoides*.

Выше залегают толща (слои 6–5, интервал 13–8 м), представленная суглинками с редкими песчаными прослойками, по простиранию переходящая в глинистые отложения черного и черно-коричневого цвета из-за обилия содержащихся в них растительных остатков и органического вещества. Местами, особенно в верхней части слоя, встречаются прослойки и участки заторфованного грунта. В составе растительных остатков до 56% сине-зеленых водорослей (*Microcystis*), 3,2 % желто-зелёных водорослей (*Tribonema*), 40% составляют высшие растения. Очевидно, это лагунно-лиманские отложения, отвечающие прибрежной береговой полосе зарастания с тростником, местами превращающейся в тростниковое болото, образовавшееся при регрессии карангатского бассейна. По органическому материалу из верхней части оторфованных суглинков получена AMS ¹⁴C датировка 52280±2900 лет (ИГАН-6518).

Над глинистой пачкой залегают (слой 4, интервал 8–6 м) грубозернистые песчано-ракушечные отложения, содержащие многочисленные обломки и целые раковины разной сохранности. Раковины *Cerastoderma glaucum*, *Chione gallina*, *Abra ovata*, *Paphia discrepans*, *Dreissena polymorpha*, *Hydrobia ventrosa*, *Theodoxus pallasi*, *Dreissena polymorpha* имеют хорошую сохранность, раковины *Ostrea edulis*, *Mytilus galloprovincialis*, *Chlamys glabra*, *Spisula subtruncata* несут следы окатанности и часто представлены обломками. Толща отвечает динамичной прибрежной обстановке опресненного морского бассейна, очевидно, сурожского. Радиоуглеродный возраст

образца раковин хорошей сохранности показал значение 28770 ± 940 лет назад (ЛУ-8837), калиброванный возраст 32870 ± 960 лет назад.

Залегающая выше суглинистая «немая» толща (слой 3), по-видимому, отвечает новоэвксинскому регрессивному этапу. Перекрывающие ее пески и супеси (слой 2), вероятно, древнечерноморские. Верхняя часть керна мощностью около 1,5 м (слой 1) представлена разнозернистыми песками с многочисленными раковинами *Ostrea edulis*, *Mytilus galloprovincialis*, *Chione gallina*, *Paphia discrepans*, *Gibbula maga*, *Abra alba*, *Cerastoderma glaucum*, *Mytilaster lineatus*, *Chlamys glabra*, *Corbula mediterranea*, *Gastrana fragilis*, *Gafrarium minimum*, *Cardium papillosum*, отвечающими новочерноморскому трансгрессивному бассейну Черного моря.

В строении керна карангатский этап развития бассейна отражен слоями 8–5: максимальная фаза трансгрессии (слой 8), ее заключительная фаза с более низким уровнем моря (слой 7) и регрессивное снижение уровня, посткарангатская регрессия (слои 6–5). Верхняя часть слоя 7 включает, помимо морских видов средиземноморского происхождения (*Chlamys glabra*, *Ostrea edulis*, *Mytilus galloprovincialis*, *Paphia senescens*, *Cerastoderma glaucum*, *Chione gallina*, *Nassa reticulata*, *Macra corallina*), раковины солоноватоводных моллюсков, в составе которых – типичные представители гирканского трансгрессивного бассейна Каспия *Didacna cristata* и *Didacna subcatillus*.

Гирканские слои были описаны в Северном Прикаспии и долине Восточного Маныча Г. И. Поповым [5] на основании биостратиграфического анализа буровых материалов. Им же сделано заключение о самостоятельной крупной трансгрессии Каспия — гирканской, характерные черты малакофаунистического облика которой — преобладание в составе дидакн *Didacna cristata*, *D. subcatillus*, *D. hyrcana*, а также присутствие тепловодного пресноводного вида *Corbicula fluminalis*. После резкой критики позиции Г. И. Попова П. В. Федоровым [7], существование гирканского бассейна Каспия большинством его исследователей было отвергнуто. Вернуться к вопросу о гирканской трансгрессии в истории Каспия нам позволили материалы изучения осадочных комплексов верхней части плейстоценовой толщи в Северном Каспии [11, 12]. В строении верхнеплейстоценовых отложений, вскрытых рядом скважин, установлены осадки, содержащие гирканский комплекс малакофауны (*Didacna subcatillus*, *D. umbonata*, *D. cristata*, *D. cf. parallella*, *Corbicula fluminalis*), описанный Г. И. Поповым, и по стратиграфическому положению в разрезе (между верхнехазарскими и хвалынскими отложениями) отвечающий этому бассейну.

Более того, анализ материалов бурения, выполненного нами [13, 14] в центральной части Манычской депрессии, показал, что отложения ингрессии карангатского моря в Манычскую депрессию здесь перекрыты слоем, включающим представителей гирканского фаунистического комплекса. Данные о гирканских отложениях Маныча представлены и Г. И. Поповым [5]. Находки раковин гирканских моллюсков в карангатских отложениях Черного моря служат подтверждением

функционирования пролива между бассейнами. Это было первое проникновение каспийских моллюсков в Черноморский бассейн в позднем плейстоцене.

Пролив открылся со стороны Каспия в эпоху завершающей фазы карангатского бассейна, о чем свидетельствует строение осадочной толщи Маныча (перекрытие карангатских отложений гирканскими) и находки гирканских раковин в верхней части карангатских осадков. Датирование гирканских отложений в Манычской депрессии методом оптически стимулированной люминесценции показало их возраст около 100 тыс. лет назад [13, 14], что коррелирует с возрастом последней фазы карангатской трансгрессии, полученным в результате датирования отложений стратотипических карангатских разрезов Эльтиген и Тузла [15, 16].

Таким образом, можно заключить: (1) биостратиграфический анализ керн скважин, пробуренных на черноморском шельфе в 12 км к юго-востоку от м. Железный Рог, показал, что вскрытые карангатские отложения в своей верхней части содержат раковины моллюсков *Didacna cristata* и *Didacna subcatillus*; (2) дидакны имеют каспийское происхождение: они являются характерными видами гирканского трансгрессивного бассейна, развивавшегося в Каспии в начале позднего плейстоцена; (3) путем миграции моллюсков в карангатский бассейн служил пролив, открывшийся в Манычской депрессии при превышении уровнем гирканской трансгрессии порога стока Маныча; (4) воды пролива впадали в карангатский бассейн в заключительную фазу его развития при уровне ниже современного.

Работа выполнена по проекту РФФИ № 22-27-00164.

Литература

1. Янко В. В., Фролов В. Т., Мотненко И. В. Фораминиферы и литология стратотипического горизонта (антропоген Керченского полуострова) // Бюлл. МОИП. Отд. Геолог. 1990. Т. 65. № 3. С. 85–97.
2. Андрусов Н. И. Геологические исследования на Таманском полуострове // Материалы для геологии России. 1903. Т. XXI. №2. С. 257–283.
3. Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1938. 226 с.
4. Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130000 лет. М.: ГЕОС. 2002. 232 с.
5. Попов Г. И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука. 1983. 216 с.
6. Свиточ А. А. Стратотипы карангата Таманского и Керченского полуостровов (сравнительный анализ) // Доклады Академии наук. 2009. № 424. С. 669–671.
7. Федоров П. В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука. 1978. 165 с.
8. Невеская Л. А. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. М.: АН СССР. 1965. 392 с.
9. Янина Т. А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: Изд-во Моск. ун-та. 2012. 264 с.
10. Михайлеску К. Д. Происхождение лиманов дельты Дуная. Кишинев: Штиинца. 1990. 161 с.
11. Янина Т. А., Сорокин В. М., Безродных Ю. П., Романюк Б. Ф. Гирканский этап в плейстоценовой истории Каспийского моря // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2014. № 3. С. 3–9.
12. Sorokin V. M., Yanina T. A., Bezrodnykh Yu. P., Romanyuk B. F. Identification and age of submarine Girkanian sediment beds (Upper Pleistocene) in the Caspian Sea // Quaternary International. 2018. Vol. 465 (A). P. 152–157.

13. Курбанов Р. Н., Янина Т. А., Мюррей Э. С., Борисова О. К. Гирканский этап в позднеплейстоценовой истории Манычской депрессии // Вестник Моск. университета. Сер. 5: География. 2018. № 3. С. 77–88.
14. Семиколенных Д. В. Палеогеография проливов Понто-Каспия в позднем плейстоцене. Автореферат диссерт. кандидата геогр. наук. М.: ИГРАН. 2022. 26 с.
15. Курбанов Р. Н., Семиколенных Д. В., Янина Т. А., Тюнин Н. А., Мюррей Э. С. Новые данные о возрасте карангатской трансгрессии Черного моря // Вестник Моск. университета. Сер. 5: География. 2020. № 6. С. 139-145.
16. Курбанов Р. Н., Янина Т. А., Мюррей А. С., Семиколенных Д. В., Свистунов М. И., Штыркова Е. И. Возраст карангатской трансгрессии (поздний плейстоцен) Черного моря // Вестник Моск. университета. Сер. 5: География. 2019. № 6. С. 29–39.

СОДЕРЖАНИЕ

Программа научных чтений «Экзолит-2023»	3
ЧАСТЬ ПЕРВАЯ: БЛАГОГОВЕЙНАЯ	
<u>Япаскерт О.В.</u> (материал перепечатан)	
Владимир Тихонович Фролов	8
<i>Кириллова Г.Л. (материал перепечатан)</i>	
О книге В.Т. Фролова «Генетическая типизация морских отложений»	11
<i>Кузнецов В.Г. (материал перепечатан)</i>	
О книге В.Т. Фролова «Литология»	13
<i>Щербаков С.А. (материал перепечатан)</i>	
Предисловие к книге В.Т. Фролова «Наука геология – философский анализ»	15
<i>Белая Н.И.</i>	
Отражение учения В.Т. Фролова в экспозициях музея Землеведения МГУ	16
<i>Маленкина С.Ю.</i>	
В.Т. Фролов – учитель, коллега, друг	20
<i>Карпова Е.В.</i>	
Памяти Учителя	25
<i>Ростовцева Ю.В.</i>	
Владимир Тихонович Фролов: выдающийся ученый и педагог	30
ЧАСТЬ ВТОРАЯ: ВЛАДИМИР ТИХОНОВИЧ ФРОЛОВ О СВОЕМ УЧИТЕЛЕ	
<u>Фролов В.Т.</u> (материал перепечатан)	
Г.Ф. Крашенинников – педагог, геолог и человек	32
ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ: РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ	
<i>Ахманов Г.Г., Немченко Н.В., Соловьева М.А., Хлыстов О.М.</i>	
Литология верхнечетвертичных отложений глубоководных частей впадин озера Байкал (по результатам экспедиций CLASS@BAIKAL 2014–2022 годов)	36
<i>Бакай Е.К., Шарданова Т.А., Карпова Е.В.</i>	
Влияние седиментационных и постседиментационных факторов на формирование ФЕС пород на примере ачимовского клиноформного комплекса Гыданского полуострова	40
<i>Бойко Н.И.</i>	
Литолого-фациальные особенности и условия образования оксфордско-кимериджской карбонатной формации Северного Кавказа	43
<i>Вишневская В.С.</i>	
Мел-палеогеновые «кальциферовые» известняки Крым-Кавказского региона и методы их исследования	46

НОВАТОРСКАЯ ЛИТОЛОГИЯ ФРОЛОВА: ОБЩЕЕ И ЧАСТНОЕ (МОСКВА, 2023)

<i>Газале Рама, Казимиров Е.Т.</i>	
Первично доломитовый строматолит из среднетриасовой формации Куррачайн-Доломит Пальмирского бассейна Сирии	49
<i>Глушанкова Н.И., Судакова Н.Г.</i>	
Провинциальные особенности перигляциально-лессовой формации на территории бассейнов Верхней и Средней Волги	53
<i>Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Артюшкова О.В., Сагдеева Н.С.</i>	
Доманикиты в живецких отложениях юго-запада Восточно-Оренбургского сводового поднятия	56
<i>Дронов А.В.</i>	
Осадочные секвенции и колебания уровня моря в ордовике: региональный и глобальный аспекты	59
<i>Ескин А.А., Королёв Э.А., Морозов В.П., Кольчугин А.Н.</i>	
Литолого-минералогические особенности нефтеносных карбонатных коллекторов верейского горизонта восточного борта Мелекесской впадины	62
<i>Заманова Е.И.</i>	
Литология и условия формирования отложений тюменской свиты Новопортовского вала	66
<i>Зинчук Н.Н.</i>	
Особенности алмазов в различные эпохи корообразования	68
<i>Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н.</i>	
Изучение кор выветривания при алмазопроисковых работах	72
<i>Карпова Е.В.</i>	
Флюидальный катагенез как основной фактор формирования вторичной пустотности песчаных коллекторов	76
<i>Клювиткина Т.С., Новичкова Е.А., Матуль А.Г., Кравчишина М.Д.</i>	
Изменение палеоокеанологических условий в Лофотенской котловине (Норвежское море) в голоцене по материалам анализа микроводорослей в осадках колонки АМК-6142	79
<i>Кольчугин А.Н., Морозов В.П., Хаюшкин А.С., Ескин А.А., Захарова Н.С.</i>	
Особенности седиментогенеза нефтеносных отложений турнейского яруса юго-востока Татарстана	83
<i>Коробов А.Д., Коробова Л.А.</i>	
Метаморфизм угленосных толщ и обратная вертикальная метасоматическая зональность в межугольных терригенных пластах (Чульманская впадина, Южно-Якутский бассейн)	86

Королёв А.Э., Королёв Э.А.

Самородная медь в верхнеюрских глинах у села Большие Тарханы Республики Татарстан 90

Крайнов А.В.

Генетические типы керамических глин Воронежской антеклизы 94

Крылов И.О., Лыков Н.А.

Роль палеозойских отложений в образовании месторождений Норильской металлогенической провинции 98

Кудаманов А.И., Карих Т.М., Гладышев А.А.

К вопросу о фрактальности природных объектов на примере верхнего мела (над сеноманом) Западной Сибири 102

Латыпова М.Р., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А., Гусев А.В.

Позднеюрские микробиальные карбонаты Западной Сибири как важный стратиграфический маркер мелководных обстановок осадконакопления 106

Левитан М.А., Сыромятников К.В.

О среднем химическом составе плейстоценовых отложений Индийского океана 110

Леонов М.Г.

Коралловые острова в море и на суше: строение и механизм формирования 114

Мележ М.А.

Литоология и стратиграфия мезо-кайнозойской толщи в пределах Брестской области (Республика Беларусь) 118

Милаш А.В.

Литолого-фациальная характеристика мосоловских отложений среднего девона Воронежской антеклизы 121

Найдина О.Д.

Шельфовые осадки Восточно-Сибирской Арктики и условия седиментации в голоцене по микропалеонтологическим данным 125

Немова В.Д.

Многоуровневая литогенетическая классификация отложений как инструмент увязки разномасштабных геолого-геофизических данных 127

Новигатский А.Н.

Пыль планеты – история океана (рассеянные и концентрированные формы осадочного вещества в океанах и морях: методы изучения) 132

НОВАТОРСКАЯ ЛИТОЛОГИЯ ФРОЛОВА: ОБЩЕЕ И ЧАСТНОЕ (МОСКВА, 2023)

<i>Оленова К.Ю., Агаханова В.А., Ваганова А.А.</i>	
Пустотное пространство глендолитов в среднеюрских-нижнемеловых отложениях в разрезе параметрической скважины Новоякимовская 1 (Западный Таймыр)	136
<i>Пинчук Т.Н.</i>	
Конские отложения Западно-Кубанского прогиба	139
<i>Попков В.И., Попков И.В., Дементьева И.Е.</i>	
Литология триасовых отложений северного борта Южно-Мангышлакского прогиба	142
<i>Попков И.В., Попков В.И., Пинчук Т.Н., Чащкий В.П.</i>	
Строение разреза триасовых отложений Каневско-Березанской структурно-фациальной зоны запада Скифской плиты	146
<i>Пустыльников В.В.</i>	
Состав и строение доюрского комплекса, вскрытого скважиной Заозерная 1 (ХМАО-ЮГРА)	150
<i>Рахимова Е.В., Агафонова Г.В.</i>	
Карбонатные породы ниже-среднекаменноугольного карбонатного комплекса юго-востока Самарской области	154
<i>Рейхард Л.Е., Новигатский А.Н., Козина Н.В., Филиппов А.С., Стародымова Д.П., Гордеев В.В., Беляев Н.А., Политова Н.В., Коченкова А.И., Рейхард А.Г., Марданян И.Ю.</i>	
Генетические характеристики и особенности распределения максимальных содержаний рудных и нерудных элементов в железомарганцевых конкрециях из разных районов Арктики	157
<i>Ростовцева Ю.В.</i>	
К вопросу типизации пород нетрадиционных коллекторов	161
<i>Савко А.Д.</i>	
Металлы в глинистых породах	164
<i>Савко А.Д., Овчинникова М.Ю.</i>	
Эволюционные аспекты железнакопления в докембрии	168
<i>Сагдеева Н.С.</i>	
Литологическая характеристика отложений колганской толщи Восточно-Оренбургского сводового поднятия	171
<i>Сатдинова А.Р.</i>	
Характеристика обломочного материала Кукуйского каньона глубоководной осадочной системы Хурай озера Байкал	172

<i>Сащенко А.В., Тарханова Г.А.</i>	
Связь урановой минерализации и углефицированного растительного детрита на ранних стадиях литогенеза на палеодолинных месторождениях Забайкалья	174
<i>Свиточ А.А., Макшаев Р.Р., Ключиткина Т.С., Бердникова А.А.</i>	
К вопросу о гирканских отложений Нижней Волги	178
<i>Седаева К.М.</i>	
Астролитология: осадочные образования Марса и их генетическая принадлежность (научный обзор)	179
<i>Стукалова И.Е., Наугольных С.В., Садчикова Т.А., Чепалыга А.Л.</i>	
Гагаты в отложениях средней юры Крыма (Судак): углепетрография и палеоботаника	182
<i>Таратунина Н.А., Курбанов Р.Н., Анойкин А.А.</i>	
Развитие природной среды Северного Прикаспия в позднем плейстоцене (на примере разреза Косика)	185
<i>Таратунина Н.А., Rogov В.В., Стрелецкая И.Д., Янина Т.А., Курбанов Р.Н.</i>	
Хронология криогенных событий позднего плейстоцена в Нижнем Поволжье	187
<i>Тесакова Е.М.</i>	
Оценка относительной палеоглубины по остракодам методом глазных бугорков	188
<i>Титов Ю.В., Павленко К.В.</i>	
К вопросу о структурно-генетических особенностях нижнемеловых отложений Пякхино-Хальмерпаютинского вала	197
<i>Тугарова М.А.</i>	
Вторичные процессы в мезозойских обломочных породах Западной Сибири	200
<i>Фокин П.А., Латыпова М.Р., Федяевский А.Г., Чуркина В.В., Коточкова Ю.А., Гатовский Ю.А., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А., Шадчнев Н.А., Буткеев А.С., Соклаков И.Б.</i>	
Деформационные мезоструктуры осадка в породах аномального разреза баженовской свиты на севере Западной Сибири как показатели комбинированного механизма его формирования	203
<i>Хомяк А.Н., Белохин В.С.</i>	
Особенности расчета пористости пород коллекторов по шлифам (терригенные породы)	206

НОВАТОРСКАЯ ЛИТОЛОГИЯ ФРОЛОВА: ОБЩЕЕ И ЧАСТНОЕ (МОСКВА, 2023)

<i>Чуркина В.В., Мозговой А.С., Егорова А.Д., Калмыков Г.А.</i> Влияние вторичных преобразований терригенных коллекторов нефти и газа на петрографические свойства пород на примере нижнемеловых отложений Северного Каспия	211
<i>Эдер В.Г., Замирайлова А.Г.</i> О возможностях использования C/S для повышения корректности результатов реконструкций условий образования черносланцевых отложений по геохимическим данным (на примере баженовской свиты, Западная Сибирь)	213
<i>Юшин К.И., Межеловская С.В., Межеловский А.Д.</i> Петрографические и геохимические особенности базальных горизонтов сумийского и ятулийского надгоризонтов Балтийского щита	216
<i>Яковичин С.Ю.</i> Условия осадконакопления нижнемеловых комплексов Северо-Западного Кавказа	219
<i>Яковичина Е.В., Бордунов С.И., Копаевич Л.Ф.</i> Особенности карбонатной седиментации верхнетуро-коньякских отложений Восточного Перитетиса	222
<i>Янина Т.А., Сорокин В.М., Семиколенных Д.В.</i> Каспийская малакофауна в верхнечетвертичных карангатских отложениях Черного моря	224

Научное издание

ЭКЗОЛИТ – 2023

НОВАТОРСКАЯ ЛИТОЛОГИЯ ФРОЛОВА:
ОБЩЕЕ И ЧАСТНОЕ

Годичное собрание
(научные чтения)

*посвященные 100-летию со дня рождения
Владимира Тихоновича Фролова*

Москва, 22–23 мая 2023 г.

Сборник научных материалов

Под редакцией Ю.В. Ростовцевой

Издательство «МАКС Пресс»
Главный редактор: *Е. М. Бугачева*

Отпечатано с готового оригинал-макета
Подписано в печать 15.05.2023 г.
Формат 60x90 1/8. Усл. печ. л. 29,5 [+ Вкл. 0,25]
Тираж 50 экз. Заказ 066.

Издательство ООО «МАКС Пресс»
Лицензия ИД N 00510 от 01.12.99 г.
119992, ГСП-2, Москва, Ленинские горы,
МГУ имени М.В. Ломоносова, 2-й учебный корпус, 527 к.
Тел. 8 495 939-3890/93. Тел./Факс 8 495 939-3891.

Отпечатано в полном соответствии с качеством
предоставленных материалов в ООО «Фотоэксперт»
109316, г. Москва, Волгоградский проспект, д. 42,
корп. 5, эт. 1, пом. I, ком. 6.3-23Н