



МАТЕРИАЛЫ

НАУЧНО-ПРАКТИЧЕСКОГО ФОРУМА,
посвященного 270-летию
МГУ имени М.В. Ломоносова

**СОВРЕМЕННЫЕ ВОПРОСЫ
ЛИТОЛОГИИ И МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ-2024.**

НАУКА. ОБУЧЕНИЕ. ПРАКТИКА.

25.09– 27.09.2024 г

Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова
Москва



Организационный комитет

Председатель:

КАЛМЫКОВ Георгий Александрович – д.г.-м.н., проф., зав. каф. нефтегазовой седиментологии и морской геологии

Ученый секретарь:

ВИДИЩЕВА Олеся Николаевна – к.г.-м.н., с.н.с. каф. нефтегазовой седиментологии и морской геологии

Члены орг. комитета:

СОРОКИН Валентин Михайлович – д.г.-м.н., проф. каф. нефтегазовой седиментологии и морской геологии;

АСТАШКИН Дмитрий Александрович – к.г.-м.н., Руководитель Научно-аналитического центра ФГБУ «ВНИГНИ», Заместитель директора филиала «Апрелевское отделение»;

СЕДАЕВА Куляш Мусабековна – к.г.-м.н., с.н.с. каф. нефтегазовой седиментологии и морской геологии;

ШАРДАНОВА Татьяна Анатольевна – к.г.-м.н., доцент каф. нефтегазовой седиментологии и морской геологии;

КАРПОВА Евгения Владимировна – к.г.-м.н., доцент каф. нефтегазовой седиментологии и морской геологии;

РОСЛЯКОВ Александр Геннадьевич – снс каф. нефтегазовой седиментологии и морской геологии;

ХОМЯК Алексей Николаевич – н.с. каф. нефтегазовой седиментологии и морской геологии

FORUM ORGANIZING COMMITTEE

Chairman:

KALMYKOV Georgy Aleksandrovich – Doctor of Geological and Mineral Sciences, Professor, Head of the Department of Oil and Gas Sedimentology and Marine Geology

Scientific Secretary:

VIDISHCHEVA Olesya Nikolaevna – PhD, Senior Researcher, Department of Oil and Gas Sedimentology and Marine Geology

Members of the organizing committee:

SOROKIN Valentin Mikhailovich – Doctor of Geological and Mineral Sciences, Professor, Department of Oil and Gas Sedimentology and Marine Geology

ASTASHKIN Dmitry Alexandrovich – PhD in Geology and Mineralogy, Head of the Scientific and Analytical Center of the Federal State Budgetary Institution “Aprelevka Branch of VNIGNI”

SEDAEVA Kulyash Musabekovna – PhD in Geology and Mineralogy, Senior Researcher, Department of Oil and Gas Sedimentology and Marine Geology

SHARDANOVA Tatyana Anatolyevna – PhD in Geology and Mineralogy, Associate Professor, Department of Oil and Gas Sedimentology and Marine Geology

KARPOVA Evgeniya Vladimirovna – PhD in Geology and Mineralogy, Associate Professor of the Department of Oil and Gas Sedimentology and Marine Geology.

ROSLYAKOV – Alexander Gennadievich – Senior Researcher, Department of Oil and Gas Sedimentology and Marine Geology

KHOMYAK Alexey Nikolaevich – Researcher at the Department of Oil and Gas Sedimentology and Marine Geology

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М. В. Ломоносова
Геологический факультет

**СОВРЕМЕННЫЕ ВОПРОСЫ ЛИТОЛОГИИ
И МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ – 2024**
Наука. Обучение. Практика

МАТЕРИАЛЫ
НАУЧНО-ПРАКТИЧЕСКОГО ФОРУМА,
посвященного 270-летию
МГУ имени М. В. Ломоносова

25 – 27 сентября 2024 г.

Тезисы докладов



МОСКВА – 2024

УДК 552.5:551.3
ББК 26.31:26.38
С56



<https://elibrary.ru/mqjdjhn>

С56 **Современные вопросы литологии и морской геологии - 2024. Наука. Обучение. Практика** : тезисы докладов / Научно-практический форум, посвященный 270-летию МГУ имени М. В. Ломоносова, 25–29 сентября 2024 г. ; Москва, МГУ имени М. В. Ломоносова, Геологический факультет. – Москва : МАКС Пресс, 2024. – 258 с.

ISBN 978-5-317-07258-2

<https://doi.org/10.29003/m4194.978-5-317-07258-2>

Форум «Современные вопросы литологии и морской геологии» – ежегодное научно-практическое мероприятие – площадка для обмена знаниями, опытом, новыми подходами и методиками в области литологии и морской геологии.

Форум «Современные вопросы литологии и морской геологии» предполагает междисциплинарный подход и рассмотрение широкого круга фундаментальных и научно-практических вопросов литологии, петрофизики и морской геологии.

Ключевые слова: литология, генетический анализ, палеогеография, полезные ископаемые, осадочные системы океанов и морей, карбонатные и терригенные резервуары, угленосные бассейны, углеводороды в морских отложениях.

УДК 552.5:551.3
ББК 26.31:26.38

Modern issues in lithology and marine geology – 2024. Science. Training. Practice : Thesis of reports / Scientific and practical forum dedicated to the 270th anniversary of the Lomonosov Moscow State University, September 25–29; Moscow, Lomonosov State University, Faculty of Geology. – Moscow: MAKS Press, 2024. – 258 p.

ISBN 978-5-317-07258-2

<https://doi.org/10.29003/m4194.978-5-317-07258-2>

The Forum “Modern Issues of Lithology and Marine Geology” is a platform for the exchange of knowledge, experience, new approaches and methods in lithology and marine geology.

The forum “Modern Issues of Lithology and Marine Geology” has an interdisciplinary approach and considers fundamental and scientific-practical issues of lithology, petrophysics and marine geology.

Key words: Lithology, genetic analysis, paleogeography, mineral resources, sedimentary systems of oceans and seas, carbonate and terrigenous reservoirs, coal basins, hydrocarbons in marine sediments

ISBN 978-5-317-07258-2

© МГУ имени М.В. Ломоносова, 2024
© Оформление. ООО «МАКС Пресс», 2024

Содержание

Вступительное слово председателя организационного комитета Г.А. Калмыкова	10
<i>Е.А. Агафонова, Е.А. Новичкова, Т.С. Клювиткина, К.С. Якимова, Л.А. Лозинская, М.Д. Кравчишина, А.Г. Матуль.</i>	
РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОГО БАССЕЙНА ПО МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ	12
<i>К.Ф. Алёшина, А.М. Никишин, Е.А. Родина.</i>	
СТРОЕНИЕ ХРЕБТА ГАККЕЛЯ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ	15
<i>Д.А. Асташкин.</i>	
ВЛИЯНИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА УВЕЛИЧЕНИЕ КОРРЕЛЯЦИИ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ СОПОСТАВЛЕНИЙ	18
<i>Я.Г. Аухатов.</i>	
ПАРАГЕНЕЗ ДОМАНИКОИДНЫХ И ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ В ОБЛАСТЯХ ОПУСКАНИЯ НЕКОМПЕНСИРОВАННОГО ТИПА	22
<i>Е.К. Бакай, Т.А. Шарданова.</i>	
ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ И ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ТЕРРИГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ГЫДАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА	25
<i>Н.С. Балушкина, Г.А. Калмыков.</i>	
ПРОГНОЗ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ И ГАЗА В БАЖЕНОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ НА ОСНОВЕ ВЫЯВЛЕНИЯ КАТАГЕНЕИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ	28
<i>М.А. Богуславский, А.С. Алексеев, В.С. Вишневская, Э.А. Гайнуллина.</i>	
ШУЛЕПОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ОГНЕУПОРНЫХ ГЛИН (РЯЗАНСКАЯ ОБЛАСТЬ): ОСОБЕННОСТИ ЛИТОЛОГИИ И ПРОБЛЕМА ВОЗРАСТА	31
<i>Н.И. Бойко.</i>	
ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МААСТРИХТСКОЙ ГЛИНИСТО-КАРБОНАТНОЙ ФОРМАЦИИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА	34
<i>А.А. Борисенко, Н.А. Прокудина, К.Ю. Оленова, Ф.Б. Исаходжаев.</i>	
ИССЛЕДОВАНИЕ ПОТЕЦИАЛА ПОРОД ДЛЯ ГЕОСЕКВЕСТРАЦИИ ДИОКСИДА УГЛЕРОДА	38
<i>О.Н. Видищева, Л.Ю. Сигачева, А.Г. Калмыков, Е.Н. Полудеткина.</i>	
КРИТЕРИИ ОБНАРУЖЕНИЯ И ИДЕНТИФИКАЦИИ СКОПЛЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ В ПРИДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРНЫХ МОРЕЙ	39
<i>В.С. Вишневская.</i>	
РАДИОЛЯРИТЫ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ИХ ВОЗРАСТ	43
<i>В.С. Вишневская, Н.С. Балушкина, К.М. Седаева, Т.А. Шарданова.</i>	
ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВЕРХНЕЮРСКО-МЕЛОВЫХ РАДИОЛЯРИТОВ	47
<i>О.В. Голованова.</i>	
СУБМАРИННАЯ РАЗГРУЗКА ПОДЗЕМНЫХ ВОД КАК ФАКТОР ВОЗДЕЙСТВИЯ НА УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ	51
<i>Е.Н. Горожанина, В.М. Горожанин, Н.С. Сагдеева, З.А. Войкина.</i>	
ДЕВОНСКИЕ ТЕРРИГЕННЫЕ И КАРБОНАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЦАРИЧАНСКОГО НЕФТЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНО-ОРЕНБУРГСКОЕ СВОДОВОЕ ПОДНЯТИЕ)	55

<i>Ю.Е. Дейнес.</i> ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ШУНГИТОВЫХ ПОРОД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ШУНЬГА (ОНЕЖСКАЯ СТРУКТУРА).....	58
<i>К.В. Дементьева, И.В. Коган, Т.В. Павленко.</i> РОЛЬ РАДИОЛЯРИЙ В ФОРМИРОВАНИИ НЕФТЕГАЗМАТЕРИНСКОГО И КОЛЛЕКТОРСКОГО ПОТЕНЦИАЛА ДОМАНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕЧОРО-КОЛВИНСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ОБЛАСТИ.....	62
<i>Л.Л. Демина, С.В. Галкин.</i> РОЛЬ СОВРЕМЕННОЙ ДОННОЙ ФАУНЫ В ПРОДУЦИРОВАНИИ И ТРАНСФОРМАЦИИ УГЛЕРОДА В ОСАДКАХ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ.....	67
<i>В.А. Друщиц.</i> ФОРМИРОВАНИЕ ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИНАХ В КВАРТЕРЕ	71
<i>Л.М. Журавлева.</i> МОРФОЛОГИЯ И ВОЗМОЖНЫЙ ОБЪЕМ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ В РИФАХ РАЗЛИЧНОГО ТИПА	75
<i>Н.Н. Зинчук, М.Н. Зинчук.</i> ОСОБЕННОСТИ ГИПЕРГЕННОГО И ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ИЗМЕНЕНИЯ ОСНОВНОЙ МАССЫ КИМБЕРЛИТОВ	79
<i>Н.Н. Зинчук.</i> ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПЕРВИЧНЫХ МИНЕРАЛОВ КИМБЕРЛИТОВ ПРИ ОЦЕНКЕ АЛМАЗОНОСНОСТИ ДРЕВНИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ	85
<i>Р.Р. Имамов.</i> ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕФРАНСКОГО КАРБОНАТНОГО КОМПЛЕКСА ОТЛОЖЕНИЙ ВОЛГОГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ.....	92
<i>П.И. Калинин, И.Ю. Кудреватых, П.Г. Панин, Г.В. Митенко, В.В. Малышев, А.О. Алексеев.</i> ФОРМИРОВАНИЯ ЛЁССА И РЕЖИМОВ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ В ВОСТОЧНОМ ПРИАЗОВЬЕ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ	95
<i>Е.В. Карпова.</i> ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ НЕТРАДИЦИОННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ ДОЮРСКОГО КОМПЛЕКСА УЧАСТКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ.....	97
<i>А.Н. Кольчугин, В.П. Морозов, А.С. Хаюзкин, А.Н. Королев.</i> НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВТОРИЧНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО КАРБОНА ЮГО-ВОСТОКА ТАТАРСТАНА	100
<i>А.Д. Коробов, Л.А. Коробова.</i> ДВА ВИДА СУЛЬФИДНОГО ЭПИГЕНЕЗА КАК ПОКАЗАТЕЛИ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ЧУЛЬМАНСКОЙ ВПАДИНЫ (ЮЖНО-ЯКУТСКИЙ БАССЕЙН).....	104
<i>А.Д. Коробов, Л.А. Коробова.</i> СИДЕРИТОВЫЙ ЭПИГЕНЕЗ УГЛЕНОСНОГО КОМПЛЕКСА КАК РЕЗУЛЬТАТ ПУЛЬСИРУЮЩЕГО СТРЕССА И ОХЛАЖДАЮЩЕЙ РОЛИ ДРЕВНЕГО ФУНДАМЕНТА (ЮЖНО-ЯКУТСКИЙ БАССЕЙН)	108
<i>А.Э. Королёв, Т.Н. Назимов.</i> СТРОЕНИЕ И СОСТАВ НЕФТЕНОСНЫХ ТЕРРИГЕННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ БОБРИКОВСКОГО ГОРИЗОНТА ЮЖНО-ТАТАРСКОГО СВОДА.....	112

О.В. Коротченкова.

НЕКОТОРЫЕ МИКРОСКОПИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КРАСЯЩЕГО ВЕЩЕСТВА
СОЛЯНЫХ ПОРОД ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ..... 116

В.Г. Кузнецов.

ВОЗНИКНОВЕНИЕ, СТАНОВЛЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ЭВОЛЮЦИОННОГО
НАПРАВЛЕНИЯ ЛИТОЛОГИИ..... 119

Н.Б. Кузнецов, Т.В. Романюк.

ИСТОРИЯ ЗАПОЛНЕНИЯ ИНДОЛО-КУБАНСКОГО ПРОГИБА – ТРАДИЦИОННЫЕ
И СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ..... 122

В.Б. Курносков, Б.А. Сахаров, И.А. Морозов, Д.М. Кориунов.

ФОРМИРОВАНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ
ОСАДКАХ ИЗ ЦЕНТРА ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ, СКВАЖИНА ОДР 1036А,
СРЕДИННАЯ ДОЛИНА ХРЕБТА ХУАН ДЕ ФУКА, ТИХИЙ ОКЕАН..... 126

М.А. Левитан.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
ИНДИЙСКОГО И АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНОВ: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ 129

М.Г. Леонов.

ИНЪЕКТИВНЫЕ ПЛОТНОСТНЫЕ ПОТОКИ – ОПЫТ АНАЛОГОВОГО
МОДЕЛИРОВАНИЯ..... 132

Д.М. Лобачева.

БЭРОВСКИЕ БУТРЫ В СЕВЕРНОМ ПРИКАСПИИ: ЭТАПЫ И УСЛОВИЯ
ИХ ФОРМИРОВАНИЯ..... 135

Е.С. Лопатина.

ОПЫТ ВЫДЕЛЕНИЯ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ КАРБОНАТИЗАЦИИ ПОРОВОГО
ПРОСТРАНСТВА В ТЕРРИГЕННОМ РЕЗЕРВУАРЕ..... 138

Е.И. Лысенко.

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В НИЖНЕЙ ЧАСТИ ДЕЛЬТЫ ВОЛГИ
(ДАМЧИКСКИЙ УЧАСТОК) ЗА ПОСЛЕДНИЕ 5 ТЫС. ЛЕТ 142

А.Д. Люткевич, И.Ф. Габлина.

ОТЛИЧИТЕЛЬНЫЕ ПРИЗНАКИ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ РУДОНОСНЫХ
ОСАДКОВ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА..... 146

Р.Р. Макшаев, Т.А. Янина, Н.Т. Ткач, Е.Ю. Матлахова, Д.М. Лобачева, А.А. Ткач,

Е.И. Лысенко, Т.И. Тихонова.

ХВАЛЫНСКИЙ ЭТАП В СЕВЕРНОМ ПРИКАСПИИ (УСЛОВИЯ
ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ХРОНОЛОГИЯ)..... 149

С.Г. Миронюк, С.А. Ковачев.

ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ ИСХОДНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ
И ВТОРИЧНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ПО ТРАССЕ МОРСКОГО
ГАЗОПРОВОДА НА ДНЕ ЧЕРНОГО МОРЯ..... 152

А.В. Мордасова, А.А. Гильмуллина, А.А. Суслова, А.В. Ступакова, Р.М. Гиляев,

Р.С. Сауткин.

МЕТОДИКА РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ
НАКОПЛЕНИЯ И ПРОГНОЗ ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ В КЛИНОФОРМЕННЫХ
ТОЛЩАХ..... 157

О.Д. Найдина.

ОТРАЖЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ОТЛОЖЕНИЯХ АКЧАГЫЛЬСКОГО
МОРЯ..... 162

<i>И.А. Немировская, В.Ю. Калгин, А.В. Храмова, А.Н. Новигатский.</i> ПРОИСХОЖДЕНИЕ УГЛЕВОДОРОДОВ В ДОННЫХ ОСАДКАХ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ	164
<i>А.В. Первунина, Ю.Е. Дейнес.</i> ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ШУНГИТОВЫХ ПОРОД ИЗ ЗОНЫ КОНТАКТОВОГО ЭПИГЕНЕЗА МАКСОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КАРЕЛИЯ).....	167
<i>П.В. Перфилов, Д.Г. Борисов, Ж.М. Куликова.</i> УСТРОЙСТВО ОТБОРА АЛИКВОТНЫХ ПРОБ ДЛЯ ЛАЗЕРНОГО ДИФРАКЦИОННОГО ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА МОРСКИХ ДОННЫХ ОСАДКОВ.....	171
<i>Е.И. Полякова.</i> ЭВОЛЮЦИЯ БИОГЕННОГО КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЯ В АРКТИЧЕСКОМ ОКЕАНЕ.....	174
<i>М.С. Попов, Д.Г. Борисов, Е.В. Иванова, О.В. Левченко.</i> ОСОБЕННОСТИ ЛАТЕРАЛЬНОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОСАДКОВ В ДОЛИНЕ ТРАНСФОРМНОГО РАЗЛОМА РОМАНШ	177
<i>Н.В. Пронина, А.П. Вайтехович.</i> УЧАСТИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В СОЗДАНИИ ФАЦИАЛЬНОЙ СРЕДЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ.....	180
<i>Е.А. Родина, А.М. Никишин, К.Ф. Алёшина.</i> ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДНЯТИЯ АЛЬФА-МЕНДЕЛЕЕВА (АРКТИЧЕСКИЙ ОКЕАН) И СОПРЯЖЕННЫХ ГЛУБОКОВОДНЫХ БАССЕЙНОВ ПО ДАННЫМ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ.....	183
<i>А.В. Романова, С.П. Плетнев, Л.О. Утюпин, В.К. Аннин.</i> ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АУТИГЕННОЙ КАРБОНАТНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ РАКОВИН ФОРАМИНИФЕР В УСЛОВИЯХ ГОЛОЦЕНОВЫХ МЕТАНОВЫХ ЭМИССИЙ В ОХОТСКОМ МОРЕ	186
<i>Т.В. Романюк.</i> СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДАТСКИХ ТОЛЩ ВОСТОЧНОГО КРЫМА И НОВОРОССИЙСКО-СОЧИНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ	189
<i>А.Е. Рыбалко.</i> ОСАДОЧНАЯ СИСТЕМА ШЕЛЬФОВ ГЛЯЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ: ДИСКУССИОННЫЕ ВОПРОСЫ, ЛИТОЛОГИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ, ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА	193
<i>А.В. Савенко, В.С. Савенко.</i> РОЛЬ МАГНИЯ В ОБРАЗОВАНИИ СИНГЕНЕТИЧЕСКОГО ФЛЮОРИТА В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ	197
<i>Г.Г. Савостин, М.О. Костышина, В.В. Воронкова, А.Г. Калмыков, Г.А. Калмыков.</i> БАРИЕВЫЕ МИНЕРАЛЫ В БАЖЕНОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВОСТОЧНОГО БОРТА ФРОЛОВСКОЙ МЕГАВПАДИНЫ	199
<i>К.М. Седаева.</i> СТРУКТУРНО-КОМПОНЕНТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РИФОПОДОБНЫХ МИКРОБИАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ НИЖНЕГО ДЕВОНА СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ (РЕСПУБЛИКА КОМИ)	202
<i>П.Б. Семенов, А.О. Киль, Е.В. Шатрова, Н.Г. Белова, О.В. Левочкина,</i> <i>Г.Е. Облогов, А.В. Хомутов.</i> РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ ПО ИНКУБАЦИИ РАСПЛАВОВ ПОДЗЕМНЫХ ЛЬДОВ С ОПРЕДЕЛЕНИЕМ БИОРАЗЛАГАЕМОГО РАСТВОРЕННОГО УГЛЕРОДА И ВЫДЕЛЕНИЯ ДИОКСИДА УГЛЕРОДА В АЭРОБНЫХ УСЛОВИЯХ	207

<i>В.М. Сорокин, В.Л. Лукица, А.Г. Росляков, Т.А. Янина.</i> КОРРЕЛЯЦИЯ ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ РАЗРЕЗОВ И СОБЫТИЙ ЧЕРНОГО И КАСПИЙСКОГО МОРЕЙ	211
<i>И.Е. Стукалова.</i> ВЛИЯНИЕ СТРУКТУРЫ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОСТАВА УГЛЕЙ НА СОДЕРЖАНИЕ В НИХ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ	213
<i>Г.М. Сунгатуллин, Р.Х. Сунгатуллин.</i> ЭТАЛОННЫЕ РАЗРЕЗЫ ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ	215
<i>А.О. Сухих, И.В. Афонин.</i> ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД УСОЛЬСКОЙ СВИТЫ КАТАНГСКОЙ СЕДЛОВИНЫ (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)	218
<i>Е.А. Сухих, О.В. Кокин, Е.А. Мороз.</i> МИКРОТЕКСТУРЫ ДОННЫХ ОСАДКОВ ОКРАИННЫХ ЗОН ОЛЕДЕНЕНИЯ НА ПРИМЕРЕ ВОСТОЧНОГО БОРТА ВОСТОЧНО-НОВОЗЕМЕЛЬСКОГО ЖЕЛОБА	222
<i>К.В. Сыромятников, М.А. Левитан, Р.Р. Габдуллин.</i> ОСОБЕННОСТИ ИСТОРИИ СЕДИМЕНТАЦИИ И ДИАГЕНЕЗА ВЕРХНЕПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОГО БАССЕЙНА С ПОМОЩЬЮ МЕТОДОВ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ СТАТИСТИКИ	226
<i>А.А. Ткач, Н.Т. Ткач, Т.И. Тихонова.</i> ОТРАЖЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКАХ КАСПИЙСКОГО МОРЯ	231
<i>Н.Т. Ткач, В.М. Сорокин.</i> СОСТАВ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРОКАСПИЙСКОГО РЕГИОНА	234
<i>М.И. Тучкова, Т.В. Филимонова, Т.Н. Исакова, В.Э. Загоскина-Белошей, С.Д. Соколов, А.С. Дубенский.</i> КОНГЛОМЕРАТЫ ПОЗДНЕГО ПАЛЕЗОЯ ОСТРОВА ВРАНГЕЛЯ И АССОЦИИРУЮЩИЕ ПОРОДЫ – СОСТАВ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ	237
<i>А.С. Хаюзкин, В.П. Морозов, А.Н. Кольчугин, Э.А. Королев.</i> ПРИЧИНЫ ПОВЫШЕННОЙ ПЕРВИЧНОЙ БИОПРОДУКТИВНОСТИ В ДОМАНИКОВОМ БАССЕЙНЕ	238
<i>А.О. Хотылев, Д.В. Корзинин, С.В. Ольховский, Ф.С. Щепелев.</i> МОДЕЛИРОВАНИЕ ВДОЛЬБЕРЕГОВОГО ПЕРЕНОСА ОСАДКОВ ДЛЯ РЕШЕНИЯ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ НА ПРИМЕРЕ АНТИЧНОГО ПОЛИСА ФАНАГОРИЯ	241
<i>А.В. Черешинский, А.В. Крайнов.</i> ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ЭОЦЕНОВЫХ И ОЛИГОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ	244
<i>В.В. Чуркина, С.А. Романенко, Г.А. Калмыков.</i> МЕТОДИКА СОЗДАНИЯ КОНЦЕПТУАЛЬНОЙ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ	248
<i>В.П. Шевченко, А.Н. Новигатский.</i> АРКТИЧЕСКАЯ ВЕТВЬ ГЛОБАЛЬНОГО ЦИКЛА ПЫЛИ	250
<i>Т.А. Янина, В.М. Сорокин, Д.В. Семиколенных.</i> АЗОВСКОЕ МОРЕ В УСЛОВИЯХ ГЛОБАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА (ПОСЛЕДНИЙ КЛИМАТИЧЕСКИЙ МАКРОЦИКЛ)	254

ВСТУПИТЕЛЬНОЕ СЛОВО ПРЕДСЕДАТЕЛЯ ОРГАНИЗАЦИОННОГО КОМИТЕТА Г.А. КАЛМЫКОВА

Уважаемые участники научно-практического форума «Современные вопросы литологии и морской геологии-2024. Наука. Обучение. Практика». Кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии представляет вам сборник тезисов первого научно-практического форума. Коллектив сотрудников кафедры совместно со специалистами Апрельского отделения ВНИГНИ планируют проводить форум ежегодно и надеются на Ваше активное участие в нем. На Форум поступил 71 тезис докладов (из них 21 по морской тематике). Тезисы прислали 19 докторов наук; 30 кандидатов наук; 11 без степени (8 аспирантов/соискателей), которые представляют 23 организации (Москва, Пермь, Казань, Саратов, Якутия, Дальний Восток, Уфа, Томск, Петрозаводск, Ростов-на-Дону)

Задача, которая ставилась перед Форумом, объединить вместе исследования морских геологов и литологов. Более 70% поверхности Земли покрыто водой, причем подавляющая часть – это океаны. Одна из основных задач, стоящих перед морскими литологами, – охарактеризовать процессы, происходящие под толщей воды. Метод актуализма, с поправками на «эволюцию осадочного процесса и общей эволюции геохимических обстановок внешних геосфер планеты Земля» [Кузнецов В.Г.], является основным методом познаний формирования осадочных пород. 21 доклад, отнесенный к морской тематике в рамках нашего Форума, – лучшее тому доказательство. Причем «морские» доклады являются очень разнонаправленными по предметам исследований – это и исследования глинистых минералов и их распределений по акватории, и работы, связанные со Срединно-Океаническими хребтами, и строение Арктических хребтов. Достаточно большую долю занимают доклады, связанные с флюидалными разгрузками в осадках морей. В частности, в докладе В.А. Друщица, описываются месторождения газа, обнаруженные в четвертичных отложениях континентальной окраины Северо-запада Европы: Реон (Норвежский желоб), Aviat (Северное море) и крупное скопление природного газа в отложениях ледника в нефтегазоносном районе Haltenbanken (Норвежское море). Большой интерес к Арктическим регионам РФ связан с ожиданиями открытия здесь гигантских ресурсов углеводородов и первыми ласточками возможных открытий являются результаты геохимических морских исследований, отраженные в ряде докладов нашего Форума.

Рассматривая доклады по литологии, можно отметить, что работы касаются как фундаментальных, так и прикладных вопросов. Прежде всего нужно выделить доклад Кузнецова В.Г., который акцентировал свое внимание на эволюции осадочного процесса. Второе важное направление, которое сегодня привлекает внимание литологов – это формирование отложений высокоуглеродистых формаций (ВУФ), как с точки зрения осадконакопления, так и диа-

катагенетических процессов. В настоящее время отсутствуют общепринятые схемы смены микрофаций, формирующих разрезы ВУФ. В рамках форума вопросам формирования ВУФ посвящено более 7 докладов. Третьим направлением мне бы хотелось назвать – изучение вулканогенно-осадочных пород. При этом, вслед за Г.А. Беленицкой, хотелось бы особое внимание уделить «Флюидному» направлению литологии. Г.А. Беленицкая прежде всего рассматривает «холодную» (100–150°C и выше) разгрузку в седиментационные бассейны в виде газово-жидких инъекций минерализованных вод и рассолов, нефтей, газов (CH₄, H₂S, CO₂, H₂, N₂, и др.). На нашем Форуме вопросы, связанные с «флюидной» литологией, нашли отражения в ряде докладов. Так, в работе А.Н. Кольчугина с соавторами после детального изучения стадий образования карбонатных минералов в отложениях башкирского яруса юго-востока Татарстана, было установлено, что для кальцитов, ассоциирующихся с углеводородами, диапазон температур составлял 104–140°C. Причем, формирование специфических минералов при воздействии гидротермальных систем отмечается как при исследовании современных осадков, например в работе В.Б. Курносова, так и при моделировании в лаборатории (доклад Г.Г. Савостина). Воздействие гидротерм, зарегистрированное в породах, может сказываться на преобразовании нефтегазоматеринских толщ (доклад Н.С. Балущкиной) с формированием углеводородов, что можно рассматривать как новые поисковые признаки залежей нефти и газа.

Достаточно большая доля докладов по литологии посвящена конкретным объектам исследований. Это очень важное направление, так как только изучая конкретные объекты можно готовить базу для создания новых направлений в нашей науке.

В заключение организационный комитет хочет выразить благодарность всем, приславшим тезисы своих докладов, и желает всем участникам Форума продуктивной работы и получения новых знаний.

*Е.А. Агафонова¹, Е.А. Новичкова¹, Т.С. Ключиткина², К.С. Якимова¹,
Л.А. Лозинская¹, М.Д. Кравчишина¹, А.Г. Матуль¹*

1 – Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, г. Москва

2 – МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОГО БАССЕЙНА ПО МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Северная Атлантика расположена в зоне взаимодействия Атлантического и Северного Ледовитого океанов и является одним из районов, где происходит формирование глобальной термогалинной циркуляции. Норвежско-Гренландский регион играет важную роль в формировании климата всего Северного полушария. Для понимания современных природных процессов, происходящих в океане, необходим детальный анализ изменений морских обстановок в прошлом. Особенно важно изучить кратковременные события последних тысячелетий.

В данной работе представлена реконструкция палеоокеанологических условий на основе данных литологического, гранулометрического, диатомового анализов позднеголоценовых отложений северо-восточной части Норвежско-Гренландского бассейна, в сопоставлении с результатами исследований состава цист динофлагеллят, бентосных и планктонных фораминифер. Микропалеонтологический анализ был выполнен для колонки отложений АМК-6150, полученной в Норвежском море у восточного подножья срединно-океанического хребта Книповича с глубины моря 3013 м, колонка была отобрана в 75-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» в 2019 г. [1] в глубоководной зоне, в области низких скоростей осадконакопления. Методика выполнения литологического и гранулометрического анализов описана в [2], микропалеонтологических исследований – в [3, 4].

Длина исследуемой колонки составляет 31 см. В соответствии с литологическим описанием колонки, выполненном на борту судна, установлено, что нижние 31–2 см осадка представлены карбонатным алевритистым илом темно-коричневого цвета (7.5YR 3/4), в то время как верхние 2 см сложены обводненным биотурбированным алевритовым илом более светлого оттенка (10YR 3/3), вероятно, за счет большего поверхностного окисления. Возраст отложений оценивался на основе предварительных данных о климатостратиграфии по составу планктонных и бентосных фораминифер и трех радиоуглеродных датировках и не превышает 3,5 тыс. лет.

На основе выполненных исследований удалось установить следующие события позднеголоценовой истории северо-восточной части Норвежско-Гренландского бассейна. Появление ледово-морских и увеличение доли ледово-неритических видов диатомей наряду со сменой комплекса диноцист

и фораминифер [5] на более тепловодный (14–24 см), фиксирует относительное повышение температуры и солености поверхностных вод за счет усиления влияния Северо-Атлантического течения порядка двух тысяч лет назад. Последнее привело к отступанию границы сезонных морских льдов и таянию льда, которое способствовало поступлению ледово-морских видов диатомей во время их вегетации в прикромочной зоне льдов в осадочное вещество и их сохранению в отложениях. Это подтверждается недавними исследованиями состава диатомовых ассоциаций осадочного вещества в северо-восточной части Баренцева моря [6] и осадочного вещества, льда и поверхностных отложений одного из фьордов северо-восточной Гренландии [7]. Результаты этих работ показали, что ледово-морские диатомеи поступают в осадочное вещество и поверхностные осадки во время и после таяния сезонного морского льда [7, 6].

Увеличение выше по колонке, на глубине 12–14 см, доли холодноводных видов микроорганизмов в отложениях и уменьшение значений показателя среднего диаметра минеральных частиц фракции 10–63 мкм [8, 9] отражает уменьшение температуры поверхностных вод порядка 1.2 тысяч кал.л.н., которое также прослеживается в Баренцевом [10] и Белом [11] морях. Стоит отметить, что, снижение роли относительно тепловодного североатлантического комплекса диатомовых водорослей и преобладание арктических видов в отложениях совпадают с таковыми в отложениях Норвежского моря и Датского пролива [12, 13].

Обнаруженные пресноводные виды диатомовых водорослей в интервале глубин 3–8 см вместе с возрастающим количеством ледово-морских видов вероятно связаны с более южным положением полярного фронта и/или с поступлением айсбергов. Источником пресноводных видов во льдах, вероятно, являются водотоки Шпицбергена. Это можно также считать свидетельством малого ледникового периода голоцена, 700–400 кал.л.н.

Состав микроводорослей верхних 3 см осадков в общем соответствует современным условиям осадконакопления. Для верхней части колонки характерно увеличение доли ледово-морских и относительно холодноводных (в верхних 1,5 см) видов диатомовых водорослей, свидетельствующее об увеличении влияния арктических водных масс.

Таким образом, результаты детального комплексного изучения осадков колонки АМК-6150 позволили сделать выводы о времени их накопления и о природных условиях, господствовавших в то время.

Авторы благодарны экипажу НИС «Академик Мстислав Келдыш», всем участникам экспедиции, в особенности А.А. Клювиткину и Г.В. Малафееву за всестороннюю помощь.

Работа выполнена в рамках госзадания Минобрнауки № FMWE-2024-0020 и при поддержке гранта РФФИ № 24-17-00044.

Литература

1. Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д., Немировская И.А. и др. Исследование седиментосистем Европейской Арктики в 75-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш» // *Океанология*. 2020. Т. 60. №3. С. 485–487.
2. Новичкова Е.А., Якимова К.С., Клювиткина Т.С., Лозинская Л.А., Чеховская М.П., Агафонова Е.А., Кравчишина М.Д., Матуль А.Г. Придонная палеоциркуляция в районе хр. Книповича (Норвежское море) в позднем плейстоцене и голоцене // *Геология морей и океанов: Материалы XXV Международной научной конференции (Школы) по морской геологии*. 2023.Т.1. С.123-127.
3. Клювиткина Т.С., Агафонова Е.А., Новичкова Е.А., Лозинская Л.А., Чеховская М.П., Матуль А.Г., Кравчишина М.Д. Условия осадконакопления в районе хребта Книповича (Норвежское море) в голоцене по данным анализа микрофоссилий // *Вестник Московского университета. Серия 5: География*. 2023. № 6. С. 119–131. DOI: 10.55959/MSU0579-9414.5.78.6.11
4. Агафонова Е.А., Клювиткина Т.С., Кравчишина М.Д., Чеховская М.П., Лозинская Л.А. Состав диатомовых ассоциаций голоценовых отложений северо-восточной части Норвежско-Гренландского бассейна // *Вопросы современной альгологии (Issues of modern algology) – algology.ru*. 2023. Т.32. № 2. С. 76-79. DOI: 10.33624/2311-0147-2023-2(32)-76-79
5. Клювиткина Т.С., Новичкова Е.А., Киреенко Л.А., Чеховская М.П., Матуль А.Г. Микроводоросли и климат Северной Атлантики // *Природа*. 2022. № 11 (1287). С. 48-53. DOI: 10.7868/S0032874X22110059.
6. Agafonova E., Novichkova E., Novigatsky A., Kravchishina M., Klyuvitkin A., Bulokhov A. Diatom and dinocyst production, composition and flux from the annual cycle sediment trap study in the Barents Sea // *Geosciences*. 2023. № 13(1). DOI: 10.3390/geosciences13010001.
7. Limoges A., Masse G., Weckström K., Poulin M., Ellegaard M., Heikkila M., Geilfus N.- X., Sejr M.K., Rysgaard S., Ribeiro S. Spring succession and vertical export of diatoms and IP25 in a seasonally ice-covered High Arctic fjord // *Frontiers in Earth Science*. 2018. Vol. 6, № 226. DOI: 10.3389/feart.2018.00226
8. McCave I.N., Manighetti B., Robinson S.G. Sortable silt and fine sediment size/composition slicing: parameters for paleocurrent speed and paleoceanography // *Paleoceanography*. 1995. V. 10. P. 593–610.
9. McCave I.N., Hall I.R. Size sorting in marine muds: Processes, pitfalls, and prospects for paleoflow-speed proxies // *Geochem. Geophys. Geosyst*. 2006. V. 7. №10. Q10NN05.9.
10. Duplessy J.C., Cortijo E., Ivanova E., Khusid T., Labeyrie L., Levitan M., Murdmaa I., Paterne M. Paleoceanography of the Barents Sea during the Holocene // *Paleoceanography*. 2005. Vol. 20, PA4004. DOI: 10.1029/2004PA001116
11. Polyakova Y., Agafonova E., Novichkova E., de Vernal A. Holocene paleoenvironmental implications of diatom, non-pollen palynomorph, and organic carbon records from the Kandalaksha Bay of the White Sea (European Arctic) // *Geosciences*. 2023. № 13, 56. DOI: 10.3390/geosciences13020056.
12. Andersen C., Koç N., Jennings A., Andrews J. Nonuniform response of the major surface currents in the Nordic Seas to insolation forcing: Implications for the Holocene climate variability // *Paleoceanography*. 2004. № 19. PA2003. DOI: 10.1029/2002PA000873.
13. Koç N., Miettinen A.I., Stickley C. Diatom records. North Atlantic and Arctic // Elias S.A. (ed.). *Encyclopedia of Quaternary Science*. – Netherlands, Amsterdam: Elsevier, 2013. – P. 567–576. DOI: 10.1016/B978-0-444-53643-3.00227-2.

СТРОЕНИЕ ХРЕБТА ГАККЕЛЯ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Хребт Гаккеля – это осевое поднятие Евразийского бассейна, который, в свою очередь протягивается от пролива Фрама до шельфа моря Лаптевых. Хребт ограничен бассейнами Амундсена и Нансена, и в целом имеет срединговую природу (например, Nikishin et al., 2021).

Непосредственно хребт Гаккеля не изучен глубоким бурением, и современные представления о его геологии основаны на данных драгирования дна (например, Backman et al., 2008), двухмерной сейсморазведки МОВ ОГТ (например, Nikishin et al., 2021), бурения на сопряженном шельфе и суше (например, Петров и др., 2023), грави- и магниторазведке (например, Глебовский и др., 2018). По этим данным устанавливается, что в настоящее время хребт формируется в уникальных обстановках ультрамедленного срединга. Для того, чтобы проследить динамику развития этих обстановок, большой интерес представляет зона перехода континент-океан в при-лаптевоморской части Евразийского бассейна.

Для этого района в рамках представленной работы была выполнена корреляция фундамента и основных стратиграфических горизонтов по всей имеющейся сети сейсморазведочных профилей. Корреляция была увязана с данными бурения, драгирования, детальной батиметрии, грави- и магниторазведки. Построена трехмерная модель структуры фундамента при-лаптевоморской части Евразийского бассейна.

По результатам выполненной корреляции можно сформулировать следующие выводы.

1. В морфологии Евразийского бассейна отражены основные этапы его формирования (рис. 1):

- континентальный рифтинг до 56 млн л. н. В связи с пред-срединговым растяжением в бассейне формировались палеоценовые вулканические постройки и внедрялись интрузии;
- «нормальный» срединг 56–45 млн л. н.;
- ультрамедленный срединг 45–34 млн л. н. Начало формирования осевого поднятия Евразийского бассейна – хребта Гаккеля – связано с переходом от нормального срединга к ультрамедленному.
- «ультра-ультрамедленный» срединг 34–0 млн л. н.

2. При-лаптевоморская часть хребта Гаккеля имеет аномальное строение. В то время как в более северных широтах фундамент хребта перекрывается только современными отложениями, в при-лаптевоморской части фундамент

перекрыт толщей отложений с возрастом не менее 20 млн лет. Следовательно, раскрытие Евразийского бассейна вдоль хребта Гаккеля в при-лаптевоморской части прекратилось около 20 млн лет назад.

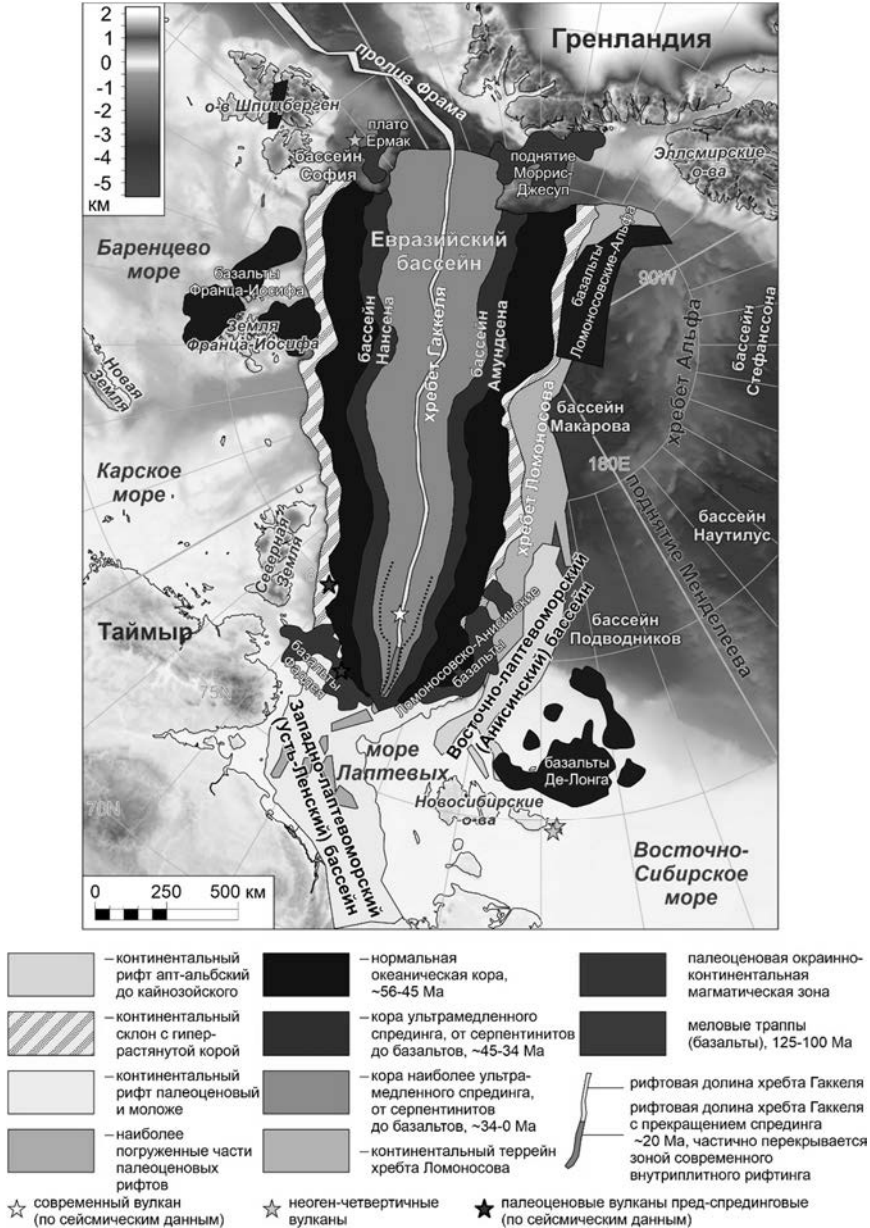


Рис. 1. Тектоническая схема Евразийского бассейна. Магматические комплексы отмечены по данным (Родина и др., 2024) и магнитных аномалий

Этот вывод согласуется с данными по магнитным аномалиям: 1) современные положительные аномалии перестают проследиваться в направлении к морю Лаптевых в районе 81° с.ш.; 2) аномалии с возрастом 10–25 млн л. сливаются и клиновидно сходятся в том же направлении.

По имеющимся данным не исключено, что в южных части Евразийского бассейна спрединга не было вовсе, а имело место гипер-растяжение континентальной коры. Для решения этого вопроса необходимы дальнейшие исследования.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (проект 24-17-00020).

Литература

1. Глебовский В.Ю., Черных А.А., Каминский и др. Основные итоги и планы дальнейших магнитометрических и гравиметрических исследований в Северном Ледовитом океане // 70 лет в Арктике, Антарктике и Мировом Океан, под ред. В.Д. Каминского, Г.П. Аветисова, В.Л. Иванова, СПб: ВНИИОкеангеология, 2018. С. 196–208.
2. Петров О.В., Никишин А.М., Петров Е.И. и др. Результаты стратиграфического бурения в Восточно-Сибирском море с целью геологического изучения зоны сочленения структур континентального шельфа и глубоководных акваторий Северного Ледовитого Океана // Доклады РАН, 2023. Т. 512. № 2. С. 261–271. <https://doi.org/10.31857/S268673972360100X>
3. Родина Е.А., Никишин А.М., Алёшина К.Ф. Проявления магматизма на При-Лаптевоморской части континентальной окраины Евразийского бассейна // Тектоника и Геодинамика Земной Коры и Мантии: Фундаментальные Проблемы-2024. Материалы LV Тектонического Совещания, Москва, 2024. Т. 2. С. 127–131.
4. Backman J., Jakobsson M., Frank M. et al. Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring Expedition sediments from the Lomonosov Ridge // *Paleoceanography*, 2008. V. 23. <https://doi.org/10.1029/2007PA001476>
5. Nikishin A.M., Petrov E.I., Cloetingh S. et al. Arctic ocean mega project: Paper 2 – Arctic stratigraphy and regional tectonic structure // *Earth-Science Rev.*, 2021. V. 217. P. 103581. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103581>

ВЛИЯНИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА УВЕЛИЧЕНИЕ КОРРЕЛЯЦИИ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ СОПОСТАВЛЕНИЙ

Петрофизические свойства пород зависят от литологических характеристик и являются их функцией. Петрографические наблюдения позволяют выяснить природу и характер взаимосвязей петрофизических свойств породы, определить процесс формирования, оценить достоверность показателей, полученных физическими методами.

В практике для повышения достоверности интерпретации данных геофизических исследований скважины (ГИС) строят двухмерные сопоставления петрофизических параметров, полученных на керне лабораторными методами. Основные сопоставления это: пористость – проницаемость, объемная насыщенная плотность – пористость, минералогическая плотность – пористость, параметр пористости – пористость, коэффициент увеличения сопротивления (R_n) – коэффициент водонасыщенности, остаточная водонасыщенность – пористость и т.д. Зачастую продуктивные интервалы сложены литологически разнородными породами. Из-за этого наблюдается большой разброс точек на графиках. Получить более тесные связи возможно проведя типизацию пород по комплексному литологическому и петрофизическому анализу.

Однако, иногда литологически разнородные породы образуют весьма тесные связи петрофизических параметров. Рассмотрим подобный случай на примере сопоставления минералогической плотности и пористости на породах разреза яковлевской свиты (К1jak) параметрической скважины Новоякимовская № 1 [1]. Разрез яковлевской свиты представлен разнообразными терригенными породами, но в составе этих пород преобладают кварц и полевой шпат, за счет чего минералогическая плотность большинства образцов пород изменяется в очень узком диапазоне при среднем значении 2.63 г/см^3 . По результатам рентгенофазового анализа для пород характерны средние содержания: кварца – 41%, полевых шпатов – 31.1%, глинистых минералов – 14.2%. На графиках сопоставлений пористости с минералогической, объемной плотностями и газопроницаемостью отмечена высокая корреляция между этими параметрами. Практически одинаковый минеральный состав песчаников, алевролитов и аргиллитов, а также идентичность структуры порового пространства этих пород обуславливают тесноту полученных сопоставлений.

В результате проведенных комплексных литологических, петрофизических и геофизических исследований пород неокомских отложений Нижне-Шапшинского нефтяного месторождения были выделены три литофизических типа пород. Исследования показали, что во всех разностях преобладает кварц,

а содержание полевого шпата незначительно варьируется, т.е. все эти породы полевошпат-кварцевые. Минеральный состав глин во всех образцах одинаковый, различия только в его относительных количественных соотношениях.

Так для первого типа характерно самое высокое содержание глинистых частиц (хлорит, каолинит, гидрослюда, содержащая 5–10% разбухающих межслоев).

Во втором типе глинистых частиц мало, но зато много кальцита, что хорошо видно на дифрактограмме порошкового препарата. Глинистая фаза этого литотипа состоит из каолинита, хлорита и гидрослюды, содержащей около 5% разбухающих межслоев.

Третий тип пород содержит наименьшее количество глин и небольшую долю кальцита. В глинистой фазе резко преобладает каолинит над хлоритом и гидрослюдой, которых содержится катастрофически мало, что вообще затрудняет их диагностику по дифрактограммам.

По результатам гранулометрического анализа и описанию шлифов установлено, что основную массу пород составляют мелкозернистые алевролиты.

Теперь отличия: второй тип хорошо сортированный, массивный, а первый и третий типы, слабо сортированные и с тонкой слоистостью. В первом типе цемент глинистый, пленочный контактного и преимущественно порового типа, его количество 15–20%. Во втором типе цемент карбонатный, пойкилитовый – 20%. В третьем типе цемент карбонатно-глинистый, глинистого цемента до 10–15% (преимущественно пленочный, но встречается и поровый тип), а карбонатного – 1–5% (заполнения пор).

Таким образом, ясно, что результирующее влияние на фильтрационно-емкостные свойства пород, в данном случае, оказывают минеральный состав, структура и количество цемента.

Одной из основных проблем интерпретации, данных ГИС с целью обоснования параметров подсчета запасов и построения геологической модели газовой залежи парфеновского горизонта Ковыктинского месторождения является достоверная оценка коэффициента газонасыщенности. В настоящее время по данным различных исследователей эта величина изменяется от 50 до 80%. Неодинаковые оценки газонасыщенности, различающиеся в среднем на 20–25%, приводят к недостоверной оценке запасов. Для макронеоднородных пород парфеновского горизонта с изменяющимся по разрезу типом и составом цемента затруднена однозначная оценка коэффициента остаточной водонасыщенности (Ков). Прямое сопоставление остаточной водонасыщенности с пористостью по материалам проведенных исследований свидетельствует о практическом отсутствии значимой связи между коррелируемыми параметрами. Для увеличения тесноты сопоставлений породы продуктивного горизонта были дифференцированы на два основных типа.

По результатам изучения шлифов, рентгеноструктурному анализу и изучению породы на растровом электронном микроскопе установлено следующее. Минералогический состав обломочной части выделенных типов практически идентичен. Оба типа представлены песчаниками от мелко- до крупнозернистыми, с различной сортировкой и степенью окатанности.

В первом типе обломочная часть представлена кварцем (70–85%), калиевым полевым шпатом (до 10%) и обломками пород (до 15%). Обломки состоят из эффузивов, микрокварцитов, кремней и редких зерен серицит-кварцевых алевросланцев. Для кварца и калиевого полевого шпата характерна остроугольная, шпилевидная форма зерен. Отмечаются отдельные разности с бимодальным типом распределения обломочных зерен. Эти факты позволяют судить о существовании нескольких источников сноса обломочного материала, в частности, туфогенного. В первом типе преобладает пленочный хлоритовый цемент крустификационной структуры, а также содержится небольшое количество сульфат-доломитового цемента порового типа.

В обломочной части второго типа преобладает кварц, становится меньше обломков пород и калиевого полевого шпата. Во втором типе пород количество цемента увеличивается до 15–25%, за счет увеличения содержания мусковита фенгитового ряда, а также появления хлорита, образованного за счет изменения биотита, и сульфат-карбонатных участков. Тип цемента становится преимущественно поровым.

При раздельном рассмотрении сопоставления пористости и остаточной водонасыщенности для 2-х выделенных типов пород разброс точек несколько снижается и выявляется различие. В наиболее вероятном диапазоне изменения пористости 10–18% остаточная водонасыщенность пород с повышенными ФЕС (I тип) составляет около 20%, а с пониженными ФЕС (II тип) – около 40%. Таким образом, величина начальной газонасыщенности коллекторов будет определяться соотношением в разрезе пород выделенных типов.

Дискретность свойств обнаруживается также и на зависимости коэффициента увеличения сопротивления от водонасыщенности $R_n=f(K_v)$. Совместное использование этой связи и полученной зависимости относительного сопротивления от пористости служит основой оценки насыщенности по данным электрического каротажа.

В разрезе по ГИС выделенные типы четко разделяются по характерным показаниям ГК. Породы первого типа характеризуются пониженными значениями ГК, а породы второго типа – повышенными. Таким образом, установлена возможность выделения и распознавания выделенных типов по данным ГИС и получены для этих типов раздельные петрофизические зависимости. Основным фактором, влияющим на различия фильтрационно-емкостных и физических свойств, является тип и минеральный состав цемента.

Увеличение корреляции петрофизических сопоставлений возможно при разделении всего массива данных по различным литологическим признакам. Эти признаки могут быть совершенно различными для разных объектов. Практический смысл типизации пород в этом случае основывается на возможности уверенного распознавания этих типов по данным ГИС.

Литература

1. Агафонова Г.В., Асташкин Д.А. Литологические и коллекторские свойства осадочных пород. М.: Изд-во ФГБУ «ВНИГНИ», 2023, 176 с.

ПАРАГЕНЕЗ ДОМАНИКОИДНЫХ И ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ В ОБЛАСТЯХ ОПУСКАНИЯ НЕКОМПЕНСИРОВАННОГО ТИПА

В геологической литературе седиментационные бассейны, к которым приурочено некомпенсированное осадконакопление, известны как «иловая» или «доманиковая впадина», «некомпенсированный прогиб», «аккумуляционно-топографическая впадина – АТФ» (М.Г. Грачевский), «прогибы некомпенсированного типа – ПНТ» (С.С. Эллерн) и «области опускания некомпенсированного типа – ООНТ» (Я.Г. Аухатов).

ООНТ контролируют размещение многих полезных ископаемых (углеводороды, самородная сера, сероводородсодержащие месторождения углеводородов, каменный уголь, калийные соли и т.д.). По этой причине изучение вышеназванных структур имеет важное практическое и научное значение. Значительный интерес вызывает парагенез доманиковых и соленосных отложений в нефтегазоносных бассейнах, контролирующие основные запасы углеводородов.

С учётом общей этапности и режимов тектонического развития земной коры все ООНТ объединяются нами в четыре основных класса: геосинклинальный, орогенный, платформенный и активизационный. Вышеназванные классы располагаются в их эволюционной последовательности. Внутри платформенного класса ООНТ следует выделить группы, соответствующие конкретным генетическим типам структур (краевые прогибы, перикратонные и интракратонные синеклизы, авлокогены и др.). В этой классификации можно выделить ООНТ, возникающие в геотектонических режимах растяжения (авлокогены, рифты) и сжатия (передовые и наложенные прогибы).

В развитии ООНТ можно выделить следующие основные этапы: общее опускание, геоморфологическое расчленение (формирование бортовых и депрессионных зон) и компенсационное поднятие. Синхронность процессов прогибания и орогенеза в Уральской геосинклинали с трансгрессиями и регрессиями на платформе обусловлены чередованием эпох общего сжатия и растяжения крупных сегментов земной коры [1], что в свою очередь, обусловило асинхронный и асимметричный характер развития процессов литогенеза, в т.ч. в пределах ООНТ. Результатом такого влияния явилось формирование структурно-вещественных комплексов (СВК), связанных с направленным прохождением волновых импульсов прогибаний и поднятий от внеплатформенного центра возбуждений в глубь платформы. Передача возбуждений осуществлялась через наиболее мобильные области, а именно через перикратонные синеклизы и передовые прогибы [2]. Прохождение формирующей СВК волны колебаний носило пульсационный характер в виде последо-

вательно сменяющих друг друга метационной, трансгрессивной, инундационной, регрессивной и эмерсивной стадий. Отражением импульса резонансных возбуждений являлась смена условий осадконакопления, определившая общий ход процессов литогенеза с образованием определенного ряда формаций.

Вертикальный ряд формаций ООНТ платформенного (Камско-Кинельская система прогибов) и орогенного (Предуральский передовой прогибов) классов представляет собой нефтегазоносный этаж, включающий нефтегенерирующую (доманиковую), нефтегазорезервуарную (карбонатная и терригенная клиноформная), нефтеэкранирующую (галогенную, глинистую, карбонатную и др.) формаций [3]. Латеральный ряд формаций и субформаций содержит молассовую – доманиковую – рифовую – сульфатно-карбонатную.

Согласно проведенным нами исследованиям сульфатно-карбонатная формация в пределах шельфовой зоны ООНТ состоит из двух субформаций: нижней субформации, которая синхронно образовалась в стадию формирования доманиковой формации, и верхней субформации, которая формировалась одновременно с галогенной формацией. Сунгатуллин Р.Х. и другие исследователи [4] при изучении гипса и доломита Камско-Устьинского и Сюкеевского месторождений, расположенных в северной шельфовой зоне Бугурусланской ООНТ пришли к выводу, что нижние и верхние продуктивные пласты отличаются по содержанию микроэлементов в результате изменения солености водоема.

На основе проведенного нами исследования латерального ряда формаций и субформаций (доманиковая – рифовая – сульфатно-карбонатная) платформенного (Бугурусланская ООНТ) и орогенного (Предуральская, Индоло-Кубанская и т.д.) классов удалось установить приуроченность серных месторождений и серопроявлений к рифовым и сульфатно-карбонатным формациям и субформациям. Кроме того, нами установлена приуроченность сероводородсодержащих углеводородов (Прикаспийская синеклиза, Предуральский прогиб, Иркутский амфитеатр, Камск-Кинельская система прогибов, Бугурусланская впадина и т.д.) к рифовым формациям и субформациям бортовых и шельфовых зон ООНТ.

Области концентрированного соленакопления занимают осевые зоны ООНТ, представляющие собой узкие линейные участки. Последние, в свою очередь, благоприятны для развития галогенных формаций. При этом в зависимости от стадийности галогенеза формируются литолого-фациальные комплексы, содержащие сульфатные (полигалит, лангбейнит, кизерит), сульфатно-хлористые (каинит) и хлористые (сильвин, карналлит и бишофит) соляные минералы. Процессы галогенеза тесно связаны с переходом стадии опускания в стадию так называемого «компенсационного поднятия» [5].

В научной литературе существуют различные мнения о парагенетической связи соленосных и доманиковых отложений. Первоначально галогенным отложениям была отведена пассивная роль флюидоупора или структурообразующая роль. Так, из-за интенсивной органической жизни в солеродных бассейнах

М.А. Жарков, Д. Петерсон и Р. Хайт приходят к выводу о генетических причинах подобных взаимоотношений. Другая группа авторов [6], основываясь на биологической продуктивности солеродных бассейнов, акцентируют внимание на благоприятных условиях сохранения органического вещества и его консервации в соленосной водной толще. Необходимо отметить, что доманиковые отложения формировались в ООНТ, где компенсация происходила не всегда галогенными, а терригенными угленосными отложениями (Камско-Кинельская система в Волго-Уральской нефтеносной провинции). Сохранению ОВ осадках способствуют некомпенсированное осадконакопление и сероводородное заражение водного бассейна седиментации [7]. По нашему мнению, интенсивному соленакоплению способствовало продуцирование газов, обогащенных органическими веществами осадков (метан, сероводород и т.д.). В озере Байкал выделение газов фиксируется пузырьками газа в льдах. Выбросы газа могут быть спонтанными как в Черном море. Участие выделения газа при солеобразовании установлено при добыче нефти. В.Е. Кащавцев и И.Т. Мищенко установили, что «на интенсификацию осаждения галита влияет растворенного в нефти газа. Газовые пузырьки обладают повышенной влагоемкостью, они «отнимают» чистую воду из природного рассола, концентрируя его.» (с. 162) [8]. На наш взгляд наиболее вероятным представляется то, что интенсивное выделение газа происходит при разрушении газогидратов, широко распространенных в современных водоемах с некомпенсированным осадконакоплением (Черное море, океаны и т.д.). В тот момент, когда насыщенная солями нагретая шельфовой зоны перетекает в глубоководные зоны ООНТ могло произойти разрушение газогидратов, что, в свою очередь, способствовало лавинной седиментации солей.

Литература

1. Милановский Е.Е. Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизма Земли в фанерозое (проблемы пульсации и расширения Земли) // Геотектоника. 1978. № 6. С. 3–16.
2. Валеев Р.Н. Тектоника и минерагения рифея и фанерозоя Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1981. 215 с.
3. Аухатов Я.Г. Формации некомпенсированных областей опускания и связанные с ними полезные ископаемые // Тез. докладов научной сессии ИГ БНЦ УрО АН СССР к 100-летию со дня рождения Г.Н. Фредерикса/под редакцией М.А.Камалетдинова. Уфа: ИГ БНЦ УрО АН СССР, 1989. С. 53.
4. Сунгатуллин Р.Х., Кадыров Р.И., Ибатуллина А.И., Сунгатуллина Г. М. Физико-химические исследования гипсовых месторождений Среднего Поволжья // Литогенез и минерагения осадочных комплексов докембрия и фанерозоя Евразии. Материалы X Международного совещания по литологии (г. Воронеж, ВГУ, 18–23 сентября 2023 г.) / Воронеж, 2023. – С. 439–441.
5. Эллерн С.С. Прогибы некомпенсированного типа, компенсационные поднятия и их нефтегазоносность // ДАН СССР, 1984, т. 279, № 4. С. 972–976.
6. Штейнгольц В.Л., Баталин Ю.В. Чайкин В.Г., и др. О парагенезисе эвапоритовых и доманиковых отложений // Советская геология. 1986. № 8. С. 72–78.
7. Аухатов Я.Г. Особенности накопления органического вещества в условиях некомпенсированного прогибания и полезные ископаемые // Проблемы осадочной геологии докембрия / под ред. А.В.Сидоренко. М.: Наука, 1981. Вып. 7. Кн. 2. С. 16–20.
8. Кащавцев В.Е., Мищенко И.Т. Солеобразование при добыче нефти, 2004. 432 с.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ И ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ТЕРРИГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ГЫДАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Гыданский полуостров представляет значительный интерес для нефтегазовой промышленности благодаря перспективным месторождениям углеводородов. Изучение терригенных отложений мелового возраста, которые формировались в разнообразных фациальных условиях, позволяет лучше понять фильтрационно-ёмкостные свойства пород и оценить потенциал нефтегазонасыщенности региона. В рамках исследования были изучены пласты ПК (марессалинская свита) и ХМ (яронгская свита) месторождений центральной и западной части Гыданского полуострова, особенно сосредоточено на анализе литологических и гранулометрических характеристик отложений с целью реконструкции условий осадконакопления и их влияния на коллекторские свойства пород.

Литологический анализ разрезов позволил выделить два основных типа осадков: мощные песчаники и пачки песчано-алевро-глинистых пород. Мощные песчаники, представляющие собой основную массу отложений, связаны с русловыми и канальными обстановками осадконакопления. Эти песчаники характеризуются крупной зернистостью, наличием интракластов и косослоистостью, что указывает на высокую скорость осаждения и динамичные условия переноса осадков. Толщина отдельных слоев этих песчаников может достигать 2 м, а в некоторых случаях суммарная толщина слившихся слоев достигает 11 м. Пачки песчано-алевро-глинистых пород представлены в основном тонкозернистыми песчаниками, алевролитами и глинами. Данные отложения формировались в более спокойных фациальных условиях, таких как пойменные территории и отмели, где скорость осаждения была ниже, а энергия среды осадконакопления – менее интенсивной.

Гранулометрический анализ отложений, проведенный с использованием диаграмм Пассега и Рожкова, дал важные сведения о генетических условиях формирования пород. Диаграмма Пассега [1], которая учитывает динамику потока и механизм переноса частиц, показала, что большинство отложений формировались в условиях средних скоростей осаждения. Поля диаграммы, соответствующие разным типам осадков, указали на преобладание осадков перекатывания с примесью взвеси, что характерно для отложений, формирующихся в каналах и на поймах. Сравнение медианных диаметров и коэффициентов сортировки для мощных песчаников и пачек переслаивания показало существенные различия. Мощные песчаники характеризуются крупными зёрнами и высокой степенью сортировки, что типично для русловых отложений,

где энергия потока позволяет транспортировать и откладывать только крупные частицы. В отличие от них, пачки переслаивания имеют более мелкие зерна и менее выраженную сортировку, что свидетельствует о более низких скоростях осаждения и условиях, способствующих накоплению мелкозернистого материала. Результаты, полученные с помощью диаграммы Рожкова [2], показали высокую степень согласованности с данными, полученными с использованием диаграммы Пассега. Эти данные подтвердили генетическую связь между различными типами отложений и их фаціальными обстановками, а также позволили более точно охарактеризовать динамические условия, при которых формировались мощные песчаники и пачки переслаивания.

Анализ вещественного состава песчаников показал, что они в основном относятся к аркозовой группе пород, что указывает на преобладание кварца и полевых шпатов [3]. Типы цементации варьируются, включая каолиновый, кальцитовый и хлоритовый цемент. Эти различия в типах цементации оказывают значительное влияние на фильтрационно-ёмкостные свойства пород. Так карбонатный цемент может уменьшать пористость и проницаемость, заполняя поровое пространство, тогда как глинистый цемент может способствовать улучшению механических свойств пород, но при этом снижать их проницаемость.

Одним из ключевых параметров, определяющих коллекторские свойства пород, является пористость. Анализ показал, что пористость варьируется в зависимости от фаціальных условий осадконакопления и последующих дифференциационных процессов. В мощных песчаниках, сформированных в условиях руслового осадконакопления, наблюдается высокая пористость, что связано с сохранением первичной межзерновой пористости. В этих породах величина пористости может достигать 20–25%, что делает их потенциально хорошими коллекторами. В пачках переслаивания, напротив, пористость существенно ниже, что связано с большей степенью уплотнения и присутствием мелкозернистого материала, способного заполнять поровое пространство. Здесь пористость составляет около 10–15%, что ограничивает их коллекторские свойства. Корреляция между пористостью, медианным диаметром зерен и коэффициентом сортировки показала, что породы с лучшей сортировкой и более крупным зерном обладают более высокой пористостью и проницаемостью.

Фаціальный анализ, проведенный на основе литологических и гранулометрических данных, позволил выделить несколько ключевых типов фаціальных обстановок на Гыданском полуострове. В пределах алювиально-дельтовой равнины были идентифицированы меандрирующие русла и пойменные площади. Русловые отложения характеризуются крупнозернистыми песчаниками с резкими контактами и выраженной косослоистостью, что свидетельствует о высоких скоростях осадконакопления. Пойменные территории представлены тонкозернистыми песчаниками и глинистыми алевролитами

с признаками слабой сортировки, что указывает на спокойные условия осадконакопления. Приливно-отливные обстановки, характерные для побережья, включают эстуарии с песчаными и алевритовыми отложениями. Эти отложения характеризуются тонким переслаиванием различных фракций, что отражает переменную динамику приливно-отливных течений и низкие скорости осаждения.

Комплексное изучение нижнемеловых терригенных комплексов Гыданского полуострова показало, что фациальные условия осадконакопления играют ключевую роль в формировании первичной пористости и проницаемости пород. В верхних частях разрезов, на глубинах до 1 км, фациальный контроль является основным фактором, определяющим фильтрационно-ёмкостные свойства. Здесь мощные песчаники, формирующиеся в русловых условиях, обладают высокой пористостью и хорошими коллекторскими свойствами. На более значительных глубинах влияние фациальных условий ослабевает, и доминирующую роль начинают играть вторичные процессы уплотнения и цементации, что приводит к уменьшению пористости и ухудшению коллекторских свойств. Учет фациальных условий и генетических особенностей пород действительно важен при изучении перспектив нефтегазоносности.

Литература

1. Passega R., Byramjee R. Grain-size image of clastic deposits. *Sedimentology*, 1969, v. 13, N 3-4, p. 233–252.
2. Рожков Г.Ф., Соловьев Б.С. Результаты систематизации дробных ситовых анализов. *Литология и полезные ископаемые*, 1974, № 5. С. 110–117.
3. Шванов В.Н. Петрография песчаных пород. – Л.: Недра, 1987. – 269 с.

ПРОГНОЗ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ И ГАЗА В БАЖЕНОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ НА ОСНОВЕ ВЫЯВЛЕНИЯ КАТАГЕНЕИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ

Высокоуглеродистые породы различных нефтегазоносных бассейнов могут представлять собой и непроницаемые породы – флюидоупоры и продуктивные отложения, в которых коллекторы образовались в результате разнообразных преобразований пород. Пустотное пространство кремнистых пород чаще всего представлено, пустотами выщелачивания внутрираковинного и/или межраковинного пространства, костной ткани рыб, внутрикорогенными пустотами

Процесс выщелачивания различных компонентов радиоляритов носит очаговый характер, часто выдержанный по площади пласт характеризуется полным отсутствием порового пространства в одной скважине и повышенными фильтрационными и емкостными свойствами в соседней скважине. Такая изменчивость коллекторских свойств во многом объясняет существующую картину «случайного» распределения продуктивных скважин. Кроме того, вторично поровое пространство в радиоляритах часто заполняется аутигенными минералами: карбонатами, сульфатами, кварцем.

Собственные исследования изменчивости ФЕС и особенностей строения и структуры пустотного пространства радиоляритов на ряде месторождений центральной, южной, западной части бассейна позволили установить, что наиболее интенсивно процессы формирования вторичной пористости проявились на территориях с повышенной катагенетической преобразованностью, где индекс трансформации ОВ (Transformation Ratio) не ниже 60% [3], тогда как при низких стадиях катагенеза, когда индекс трансформации ОВ не превышает 30%, эффективное вторичное поровое пространство не выявляется ни петрографическими методами, ни прямыми петрофизическими измерениями. Нефтематеринские отложения являются преимущественно флюидоупорами на низких стадиях катагенеза и коллекторами – на высоких стадиях.

При этом важен не сам факт высокого катагенеза, а растворение компонентов пласта гидротермальными растворами, следы влияния которых и отражаются в превышении степени катагенеза над фоновым региональным уровнем (Положительная катагенетическая аномалия – ПАК).

Катагенетические аномалии повсеместно выявляются при детальной оценке зрелости ОВ баженовских отложений. Такую детальную оценку нам удалось провести для верхнеюрских отложений ЗСНГБ при исследовании высокоуглеродистых баженовских отложений. Степень катагенетической преобразованности была рассчитана по скважинам 80 месторождений и площадей.

Схемы катагенеза, приведенные в монографии [2], были уточнены нами с использованием данных пиролиза по 183 скважинам, в каждой из которых было исследовано не менее 30 образцов (на скважину). Оказалось, что на близких глубинах на соседних участках степень катагенеза органического вещества баженовской свиты может меняться от ПКЗ до МК4.

Такая неравномерность катагенеза основной нефтегазогенерирующей толщи в осадочном разрезе ЗС бассейна, оказывает сильное влияние на формирование залежей нефти и газа и свойств углеводородных флюидов в них.

Залежи подвижной нефти в самих баженовских отложениях аккумулируются в двух разных по своей природе типах коллекторов. Первый тип представляет собой трещинные и трещинно-каверновые коллекторы, сформированные в карбонатных пластах. Площадь распространения таких коллекторов определяется площадью распространения самих карбонатных пластов, а прогноз развития в них трещиноватости осуществляют на основе выявления тектоно-гидротермальных вторичных процессов. Второй тип коллекторов – матричные поровые и порово-микрокаверновые коллекторы, которые образовались в результате вторичной проработки пород.

На одном участке в пределах Фроловской мегавпадины в гидротермально проработанных породах баженовской свиты, находящихся на стадии катагенеза МК4, выявлена газовая залежь. Этот факт является прямым доказательством положительного влияния гидротермальных процессов на нефтегазонасыщенность.

Выявление ПАК, обусловленных гидротермальной деятельностью, указывает на воздействие на породы не только высоких температур, но и растворов разного состава, которые приводят к точечному растворению разных компонентов пород и формированию порового пространства, что позволяет утверждать о необходимости использования данного фактора для прогнозных решений.

Выявление ПАК – это простой и достоверный способ прогнозирования распространения перспективных нефтегазоносных участков при сокращении объемов керновых исследований, площадных сейсмических, грави- и магнито-разведочных работ.

Идентифицировать следы гидротермальных процессов в породах в области ПАК удалось по следующему комплексу структурно-вещественных признаков: жилы с характерным минеральным выполнением, зоны цеолитизации и др.; наличие минералов, формирование которых возможно только при дополнительном привносе минерального вещества (минералы кислого ряда: ярозит, мелантерит, натроярозит и др, минералы щелочного ряда: родохрозит, магнетит, смитсонит, кутнагорит и др. [1]), наличие ГЖВ в кристаллах кварца, температура гомогенизации которых доходит до 260 °С, изотопные отношения кислорода, свидетельствующие об изотопном обмене с низкотемпературным гидротермальным флюидом. Рассчитанные по изотопному составу кислорода

максимальные палеотемпературы кальцита в микротрещинах отвечают интервалу температур 110–210 °С и отличаются от средних палеотемператур вмещающих пород (40–80 °С). Гидротермальные карбонаты, расчетная температура образования которых превышает максимальные температуры катагенеза, которые претерпевали баженовские отложения, выявлены на Нижневартковом своде, Северо-Салымском мегавале, Сугрутском своде, Красноленинском своде, Фроловской мегавпадине и др. Это позволяет предполагать, что процессы гидротермальной проработки нефтематеринской свиты с выносом вещества и формированием вторичной емкости, а также с дополнительной температурной проработкой с формированием ПАК носил не точечный характер, а имел широкое распространение на территории Западно-Сибирского бассейна.

Выявленная связь участков развития коллектора в баженовских отложениях и ПАК с местами поступления гидротермальных флюидов в осадочный чехол позволяет создать новые методические приемы поиска и разведки залежей УВ и расширить прогнозные критерии.

Литература

1. Карпова Е.В., Хотылев А.О., Мануйлова Е.А., Майоров А.А., Краснова Е.А., Хотылев О.В., Балушкина, Н.С., Калмыков, Г.А. Гидротермально-метасоматические системы как важнейший фактор формирования элементов нефтегазоносного комплекса в баженовско-абалакских отложениях. Георесурсы 23, 2 (2021), 142–151.
2. Фомин А.Н. «Катагенез органического вещества и нефтегазоносность мезозойских и палеозойских отложений ЗС мегабассейна».
3. Калмыков Г.А., Балушкина Н.С. Модель нефтенасыщенности порового пространства пород баженовской свиты Западной Сибири и ее использование для оценки ресурсного потенциала. – М.: ГЕОС, 2017, 246 с.

*М.А. Богуславский¹, А.С. Алексеев^{1,2},
В.С. Вишневская³, Э.А. Гайнуллина^{1,2}*

1 – МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва

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

3 – Геологический институт РАН, Москва

ШУЛЕПОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ОГНЕУПОРНЫХ ГЛИН (РЯЗАНСКАЯ ОБЛАСТЬ): ОСОБЕННОСТИ ЛИТОЛОГИИ И ПРОБЛЕМА ВОЗРАСТА

Шулеповское месторождение огнеупорных глин расположено в Мило-славском районе Рязанской области на высоком (225 м) водораздельном пространстве у д. Змеевка на восточной окраине Среднерусской возвышенности недалеко от обширной Окско-Донской равнины. Открыто в 1980-е годы и считается приуроченным к толще песков аптского возраста. Однако имеются веские основания считать вмещающую толщу неогеновой, возможно усманской свитой [1]. Проведенные в 2020 г. дополнительные работы, сопровождавшиеся бурением, позволили получить новые данные о литологии и палеонтологической характеристике разреза.

Подстилают глины желтовато-серые и бурые средне-мелкозернистые пески (содержание фракции более 0,05 мм составляет 70–80%), вскрытые на глубину 3–4 м. Пески отличаются довольно значительным присутствием мелких зерен окатанного и сильно измененного глауконита, листочков белой слюды и железо-марганцевых стяжений. Встречаются единичные зерна доломита и известняка, в одной пробе обнаружены кремневые спикулы губок. Нередка цементация песка окислами железа. Во фракции >1 мм единичны зерна кристаллических пород, которые рассматриваются как загрязнение при бурении.

Полезная толща имеет мощность до 3,5 м и сложена серыми или почти белыми чистыми глинами (доля фракции менее 0,05 мм меньше 10%). В образцах глин отмечены редкие листочки белой слюды, мелкие зерна глауконита и кварцевого песка, фрагменты песчаных фосфоритов, но это может быть результатом загрязнения керна при бурении.

Глины перекрыты средне-крупнозернистыми, иногда с мелким гравием желтыми песками, которые содержат неправильной формы включения глины палевого цвета, составляющие до половины объема керна. Мощность этой толщи около 3-4 м. Фракция > 0,05 мм составляет 30–40%. В образцах из этой толщи в небольшом количестве присутствуют железо-марганцевые стяжения, листочки белой слюды, зерна глауконита и песчаного фосфорита, зерна известняка, обугленная древесина. Однако наиболее характерными компонентами следует считать фрагменты серой опоки с большим количеством крупных зерен глауконита и редкие мелкие скелеты радиолярий. Почти каждый образец содержит единичные зерна кристаллических пород.

Вышележащая толща песков (фракция $> 0,05$ мм составляет 70%), подошва которой располагается на глубине около 10 м, изучена по одной пробе. По составу она похожа на нижние пески, но содержит фрагменты опоки с глауконитом, а также зерна кристаллических пород. Четвертичные породы не опробовались.

Наибольший интерес представляет обнаружение радиолярий в перекрывающих полезную толщу глинистых песках. Сохранность их скелетов удовлетворительная, что позволило определить следующие формы: *Phaseliforma concentrica* (Lipman), *Orbiculiforma vacaensis* Pessagno, *O. cf. volgensis* (Lipman), *Crucella membranifera* (Lipman), *Xitus giganteus* (Lipman), *Prunopyle* (?) sp. Этот комплекс не содержит зональных видов, но присутствующие в нем формы характерны для коньякских и сантонских отложений Русской платформы [2, 3].

Поскольку скелеты радиолярий содержатся совместно с фрагментами опок, они, несомненно, переотложены. Источником могли стать верхнемеловые толщи, богатые остатками радиолярий, широко распространенные в Северном Подмосковье и на Теплостанской возвышенности в Москве [4], но это весьма далеко от д. Змеевка. Снова появляются похожие толщи восточнее, в Пензенской и Тамбовской областях, в Мордовии, откуда большинство этих видов радиолярий впервые были описаны Р.Х. Липман [5]. Несомненно, морские осадки с радиоляриями этого возраста были и в пределах Окско-Донской равнины, но испытали интенсивную эрозию в кайнозое. Доказательством этого служит небольшое поле верхнемеловых песков и глин с радиоляриями щектовской толщи, известное у городов Зарайск и Серебряные Пруды в пограничном районе Московской и Рязанской областей [4]. От этого района до Шулеповского месторождения примерно 110–120 км почти прямо на юг, то есть сравнительно не далеко. До восточных областей развития верхнемеловых пород расстояние составляет более 200 км, то есть намного дальше, поэтому восточный источник менее вероятен, но его также исключить нельзя, хотя транспортировка обломочного материала с востока на запад по условиям современной гидрографии менее вероятна, чем с севера на юг.

Несмотря на изящность и хрупкость скелетов радиолярий, их переотложение неоднократно фиксировалось в породах различного возраста [6, 7], в том числе позднемеловых форм в эоцене Англии.

Присутствие радиолярий непосредственно выше толщи огнеупорных глин свидетельствует о том, что содержащие их породы не могут относиться к нижнему мелу. Поскольку в Центральной России широко развиты заполняющие различные долины и впадины неогеновые отложения, в том числе вмещающие огнеупорные глины, например, в Кондрово Калужской области [8]. Это подтверждает тезис о неогеновом возрасте не только песков, но и самих глин. Известно, что заполняющие обширную неогеновую Окско-Донскую речную систему песчаные по составу свиты нередко содержат глауконит и даже

фрагменты опок [9], которые поступали в осадки в результате размыва верхнемеловых пород. Причем есть упоминания о находках в глинах, являющихся аналогами байчуровской свиты нижнего миоцена, радиолярий (бассейн р. Малый Аркадак на границе Тамбовской и Саратовской областей) [9].

Литература

1. Коршунов Д.М., Богуславский М.А. Минералого-геохимические особенности, генезис и возраст огнеупорных глин Шулеповского месторождения (Рязанская область, центральная часть Европейской России) // Литология и полезные ископаемые. 2022. № 1. С. 85–102.
2. Вишневская В.С. Верхнемеловые радиолярии Восточно-Европейской платформы и их биостратиграфическое значение // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18. № 6. С. 49–77.
3. Вишневская В.С. Биостратиграфия верхнемеловых отложений Подмосковья по радиоляриям // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 2019. Т. 94, вып. 4. С. 58–76.
4. Олферьев А.Г., Алексеев А.С. Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы. Объяснительная записка. М.: ПИН РАН, 2005. 203 с.
5. Липман Р.Х. Материалы к монографическому изучению радиолярий верхнемеловых отложений Русской платформы // Палеонтология и стратиграфия. М.: Госгеолиздат, 1952. С. 24–51.
6. Fer T., Danelian T., Bailey H.W. Upper Cretaceous radiolarians reworked in the Eocene London Clay Formation, SE England // Journal of Micropaleontology. 2016. V. 35. P. 133–142.
7. Dietzl C.A.F., El Atfy H., Berthold C., Majidifard M.R., Böhme M. Reworked Mesozoic radiolarians in Miocene-Pliocene foreland sediments in the Zagros Belt, Iran // Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia. 2024. V. 130, No. 1. P. 35–46.
8. Филипович В.Ф. Новые сведения о миоценовых отложениях Подмосковья // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 1969. Т. 44, вып. 2. С. 85–92.
9. Кириков В.П. (ред.). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист N-37, (38) – Москва. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 344 с.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МААСТРИХТСКОЙ ГЛИНИСТО-КАРБОНАТНОЙ ФОРМАЦИИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Маастрихтские глинисто-карбонатные образования распространены почти во всех структурно-тектонических зонах Северного Кавказа. Однако они занимают несколько меньшую площадь, чем предшествующие отложения [1, 2]. В Западном Предкавказье отложения формации отсутствуют на ряде площадей в юго-восточной части Западно-Кубанского прогиба (площади Суздальская, Абхазская, Арешкинская, Генеральская, Восточно-Кубанская). Они также отсутствуют на Каневско-Березанской системе поднятий (площади Бейсугская, Бриньковская, Выселковская, Двубратская, Усть-Лабинская, Ладожская, Некрасовская). Кроме того, этот комплекс пород не вскрыт на ряде площадей Западно-Ставропольской впадины (Незамаевская, Калниболотская, Терновская).

В Центральном Предкавказье отложения маастрихтского яруса, как и в предыдущих ярусах верхнего мела, не встречены на Ставропольском своде (площади Сенгилеевская, Северо-Николаевская, Николаевская, Убежинская, Александровская, Успенская), хотя зона их отсутствия здесь сократилась. Кроме того, появляется новая, по сравнению с кампаном, зона отсутствия этих отложений (площади Голубинская, Арзгирская, Калининская, Сельская, Серафимовская, Алексеевская, Выгонная, Пошелкинская).

По вещественному составу отложений, строению разрезов и другим параметрам среди маастрихтской глинисто-карбонатной формации выделяется ряд литолого-фациальных комплексов: флишевых и субфлишевых отложений глубоководного моря; глинисто-известняковых отложений глубоководного шельфа; терригенно-карбонатных отложений мелководного шельфа.

Флишевый литолого-фациальный комплекс глубоководного моря охватывает почти всю территорию Западного Кавказа. В зоне Гойтхско-Псебепского антиклинория и в восточной части Абино-Гунайского синклинория комплекс выражен терригенным флишем, а в Новороссийском синклинории – карбонатным флишем. Суммарная мощность отложений комплекса достигает 1120 м.

Литолого-фациальный комплекс глинисто-известняковых отложений глубоководного шельфа является наиболее распространенным из всех выделенных комплексов. Его породы охватывают практически всю территорию Западного и Восточного Предкавказья. В составе комплекса представляется возможным выделить несколько субкомплексов: известняковый; пелитово-известняковый; известняково-пелитовый; алевролитово-известняковый.

Известняковый субкомплекс выделен в Восточном и Центральном Предкавказье. Здесь субкомплекс слагает зону Манычских прогибов, Прикумскую систему поднятий, Восточно-Ставропольскую впадину, Ногайскую ступень, Терско-Каспийский передовой прогиб, Северную моноклиналию Центрального Кавказа, Известняковый Дагестан. На большей части этой территории субкомплекс представлен чистыми и глинистыми известняками. На большей территории развития субкомплекса мощность его составляет 30–140 м.

Пелитово-известняковый субкомплекс получил развитие в Западно-Кубанском прогибе, на Тимашевской ступени и в крайней восточной части зоны Манычских прогибов. В Западном Предкавказье в строении субкомплекса принимают участие известняки светло-серые, пелитоморфные, глинистые с прослоями известняков алевритистых, пелитовых (20%) и глин темно-серых, известковых (30%). Мощность субкомплекса по этому району находится в пределах 50–150 м. В Восточном Предкавказье данный субкомплекс содержит большее количество (до 45%) прослоев известковых глин. Мощности отложений здесь меняются в меньшей мере и составляют 70–90 м.

Известняково-пелитовый субкомплекс основное развитие получил в Ирклиевской и Восточно-Кубанской впадинах. Характерный разрез отложений в этом районе можно проследить на Кавказской площади (снизу вверх):

- 1) глины зеленовато-серые, алевритисто-известковые 95 м;
2. глины темно-серые, песчанисто-известковые 30 м;
- 3) известняки светло-серые, глинистые и пелитовые с прослоями глин известковых 35 м.

Общая мощность отложений этого субкомплекса по разрезу 160 м.

Алевролитово-известняковый субкомплекс получил развитие в южных районах Западного и Восточного Предкавказья. Он приурочен к прибортовым частям Западно-Кубанского и Терско-Каспийского передовых прогибов. В западной зоне развития субкомплекс представлен белыми, светло-серыми и розоватыми известняками с прослоями известняков пелитовых и глин известковых. Иногда встречаются тонкие прослои алевролитов. Мощность отложений здесь достигает 250 м.

На восточном участке развития мощность отложений алевролитово-известнякового субкомплекса увеличивается до 500 м. Здесь с определенной долей условности по текстурным особенностям и характеру слоистости описываемая толща подразделяется на две части. Нижняя сложена пачками (1,5–2,0 м) тонко-мелкослоистых (0,05–0,15 м) и среднеслоистых (0,3–0,5 м) известняков. Известняки в основном светло-серые, реже с голубоватым оттенком, плотные, пелитоморфные, местами тонкозернистые. Встречаются редкие мало-мощные (0,01–0,02 м) прослои зеленовато-серых, мягких, листоватых пелитовых известняков.

Верхняя часть толщи представлена светло-серыми, неравномерно-слоистыми (0,4–1,2 м), плотными известняками. Слои известняков разделяются тонкими (0,01–0,15 м) прослойками зеленовато-серых и серых, сравнительно мягких, листоватых известняков. В бассейнах рек Аргун, Басс, Элистанжи, Аксай в верхней части толщи появляются прослой голубовато-серых известковистых алевролитов.

Литолого-фациальный комплекс терригенно-карбонатных отложений мелководного шельфа получил широкое развитие в северной части Западного и Центрального Предкавказья. Здесь образования комплекса мелководного шельфа представлены: зеленовато-серыми и серыми, алевролитистыми, пелитовыми известняками; темно-серыми, зеленоватыми, песчанистыми, алевролитистыми и известковыми глинами; известковистыми алевролитами. Мощность отложений на большей части территории выдержанная и находится в пределах 80–120 м. В районе Ставропольского свода она сокращается до 40–60 м.

Анализ приведенного выше материала позволяет сделать ряд выводов об условиях седиментации и палеогеографии в маастрихтском веке.

На протяжении почти всего маастрихтского века сохранялся спокойный тектонический режим. Однако в конце этого века, вероятно, начинается новое воздымание, в результате которого верхнемеловая трансгрессия пошла на убыль. На Западном Кавказе с этим временем связано расширение Гойтхской суши за счет северного флишевого прогиба. Южный же прогиб не прекращает свое погружение и начинает распространяться на территорию зоны Ахцу, где накапливаются флишевые осадки. Конфигурация его почти не изменилась, но из-за движений по Туапсинскому разлому в нем опять обособляются Новороссийский и Лазаревский трюги.

В Западном Предкавказье также происходит расширение островной суши. Наиболее ярко это проявилось на Каневско-Березанском вале, рост которого начался еще в кампанском веке. На севере возникает Калниболотский остров, где перемывались осадки раннего маастрихта.

В отличие от западного сегмента Кавказа, тектонический план центрального и восточного сегментов не претерпел существенных изменений по сравнению с предыдущим веком. Здесь отмечаются лишь кратковременные восходящие движения на фоне общего опускания территории. Сокращается размер островного поднятия в районе Ставропольского свода и возникает новая область размыва на севере Центрального Предкавказья. В пределах Дагестанского клина тектонические движения носили блоковый характер по системе конседиментационных поперечных разломов.

В целом в Предкавказье сохранялся крупный морской бассейн, соединившийся с морями Восточно-Европейской платформы и Средней Азии. Однако, по сравнению с кампанским веком, сокращаются глубины моря, на что указывает развитие толстостенных и прикрепленных ископаемых форм организмов.

Солевой и газовый режимы сохраняются, о чем свидетельствует широкое развитие стеногалинной фауны, в частности радиолярий. Среднегодовая температура воды составляла примерно 20 °С. Район находился по-прежнему в субтропической зоне гумидного климата.

Литература

1. Бойко Н.И. Литолого-фациальные особенности и условия образования сеноманско-нижнетуронской терригенно-карбонатной формации Северного Кавказа. Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Владивосток: Дальнаука, 2014. С. 61–64.
2. Бойко Н.И. Литолого-фациальные особенности и условия образования верхнетуронско-сантонской карбонатной формации Северного Кавказа. Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Белгород, НИУ «БелГУ», 2018. С. 65–68.

*А.А. Борисенко¹, Н.А. Прокудина¹,
К.Ю. Оленова^{1,2}, Ф.Б. Исаходжаев¹*

1 – Апрельское отделение ФГБУ «ВНИГНИ», Апрелька

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

ИССЛЕДОВАНИЕ ПОТЕЦИАЛА ПОРОД ДЛЯ ГЕОСЕКВЕСТРАЦИИ ДИОКСИДА УГЛЕРОДА

Работа посвящена оценке потенциала размещения диоксида углерода в подземные резервуары. Для исследования возможности геосеквестрации были изучены изменения пород, происходящие по причине воздействия CO₂ на поровое пространство. Дана оценка стабильности фильтрационно-емкостных характеристик, структуры порового пространства и морфологических свойств. Исследованы процессы вытеснения воды диоксидом углерода в газовом, жидком и сверхкритическом фазовых состояниях.

Изучено воздействие CO₂ на породы-коллекторы и породы-флюидоупоры Волго-Уральской, Западно-Сибирской, Лено-Тунгусской и Тимано-Печорской нефтегазоносных провинций в термобарических условиях.

Были привлечены методы рентгено-фазового анализа, рентгеновской компьютерной томографии, растровой электронной микроскопии, ядерно-магнитной релаксометрии и оптический метод исследования горных пород в шлифах.

Проведены экспериментальные исследования растворимости диоксида углерода в разных агрегатных состояниях для типичных пластовых вод Волго-Уральской и Западно-Сибирской провинций в диапазоне общей минерализации 20 – 330 г/л в термобарических условиях.

На основании оценки изменения свойств пород различного литологического типа даны рекомендации по выбору предпочтительных пород-коллекторов и флюидоупоров, а также термобарических условий для геосеквестрации диоксида углерода.

*О.Н. Видищева, Л.Ю. Сизачева,
А.Г. Калмыков, Е.Н. Полудеткина
МГУ имени М.В. Ломоносова*

КРИТЕРИИ ОБНАРУЖЕНИЯ И ИДЕНТИФИКАЦИИ СКОПЛЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ В ПРИДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРНЫХ МОРЕЙ

Выявление зон просачиваний углеводородов (УВ) на морском дне используется в качестве метода поиска месторождений нефти и газа довольно давно [1, 2]. Многочисленные исследования установили, что УВ флюиды могут мигрировать из зон скопления к поверхности. При этом, в процессе миграции, будь то из нефтематеринской породы или резервуара, УВ флюиды будут изменяться и смешиваться с фоновым (современным) органическим веществом (ОВ). Классическая методика выявления признаков «дыхания» залежей подразумевает проведение исследований аномальных геохимических полей по донным осадкам. В основе интерпретации данных лежит разделение исследуемого ОВ на сингенетичное (собственное незрелое ОВ современных осадков) и миграционное [3]. Концентрация мигрировавших УВ в поверхностных морских отложениях влияет на сложность распознавания термогенной компоненты. Очень важна правильная интерпретация данных геохимии, особенно в районах с низкой концентрацией просачиваний. Так, образцы, отобранные в зоне активного сипа, имеют самые высокие концентрации миграционных УВ и, следовательно, наименьшие помехи в виде фонового шума. Образцы, отобранные на удалении от сипа, а также в районах с микропросачиваниями, имеют более низкие концентрации УВ и, следовательно, более сильные помехи от современного УВ фона. Поверхностная геохимия может быть хорошим инструментом для поиска месторождений в случае правильного сбора, анализа и интерпретации данных. Обнаружение признаков активной нефтяной системы, а также типа флюида важно для минимизации рисков на различных стадиях геологоразведочных работ.

Северные арктические моря – перспективные области для открытия месторождений нефти и газа [4–6]. Юго-западная часть арктического шельфа довольно хорошо изучена. В Баренцевом и Карском морях открыты крупные месторождения нефти и газа. Северная же часть изучена гораздо хуже. Новые представления о геологическом строении этих регионов появляются благодаря бурению стратиграфических скважин ПАО «НК «Роснефть» совместно с АО «Росгеология» [7].

Настоящее исследование проведено на обширной коллекции образцов донных отложений северной части Баренцево-Карского шельфа и с использованием опубликованных и фондовых материалов. Обычно, при геохимических методах поиска, чаще всего используется газовая съемка, объектом изучения

которой являются газы, растворенные в воде и водной толще. Однако, они сильно подвержены биохимическим преобразованиям и содержат в себе малое количество информации об исходном органическом веществе. В данном исследовании приводятся результаты изучения молекулярного и изотопного состава газа донных отложений. Однако больший набор информации несет в себе ОВ.

В качестве основных методов исследования ОВ донных отложений использовались пиролиз Rock-Eval на приборе HAWK (Wildcat Technologies, USA), горячая экстракция осадков хлороформом в аппарате Сокслета, очищение хлороформенного экстракта от серы с помощью порошка активированной меди, отделение асфальтенов от экстракта и последующее разделение мальтенов на группы соединений SARA методом колоночной хроматографии (подробно методика описана в статье [8]), анализ насыщенной фракции с использованием хроматографа Agilent 8890, соединенном с масс-селективным детектором 5977В с высокоэффективным источником ионизации Inert plus (Agilent Technologies, США).

В районе исследования не было встречено зон фокусированной разгрузки газов. Анализ газовой фазы донных отложений показал, что концентрации УВ газов очень низкие и почти не превышают фоновые. Изотопный состав углевода метана, который был выполнен для образцов с наибольшей концентрацией, указывает на его термогенную природу [9].

Результаты пиролитических исследований показали, что ОВ донных отложений преимущественно незрелое. Наибольшее содержания параметра S_1 , который может отвечать за миграционные УВ, было обнаружено в самом верхнем слое осадка до глубин 25 см. Ниже по разрезу значения данного параметра уменьшаются.

В групповом составе ОВ преобладают смолисто-асфальтеновые соединения, за исключением верхних интервалов разреза, в которых преобладает насыщенная фракция.

Исследование УВ соединений на молекулярном уровне показало, что исходное ОВ обладает слабой термической зрелостью. Уровень катагенетической трансформации ОВ по стерановым коэффициентам зрелости $\beta\beta/(\alpha\alpha+\beta\beta)C_{29}$ и $\alpha\alpha 20S/(S+R)C_{29}$ [10] в экстрактах из донных отложений (до 5,6 м) изменяется от 0,38 до 0,53 и от 0,16 до 0,35 соответственно, где наибольшие значения были получены для отложений преимущественно верхней части разреза.

Также при исследовании состава ОВ донных отложений среди УВ-биомаркеров было обнаружено большое количество бигопанов ($\beta\beta$ -конфигурации), моретанов ($\beta\alpha$ -конфигурации), гопенов. Поэтому для оценки вклада миграционной компоненты в фоновые значения использовалось соотношение геогопанов ($\alpha\beta$ -конфигурации), бигопанов, моретанов и гопенов.

Так, доля геогпанов среди общего содержания тритерпеноидов варьирует от 14,6 до 50,9% [8]. Для оценки зрелости также использовалось соотношение Ts (18 α (H)-22, 29, 30-триснорнеогпан), Tm (17 α (H)-22, 29, 30-трисноргопан), изомер T β (17 β (H)-22, 29, 30-трисноргопан) и непредельный гопен Te (17 α (H)-22, 29, 30-трисноргоп-(17,21)-ен). Последние два являются крайне нестабильными, поэтому в составе нефтей они обычно отсутствуют. В анализируемых образцах Ts содержится в следовых количествах, а изомеры Tm и T β явно доминируют над ним. Однако, выделяется ряд образцов, которые имеют повышенное содержание Ts и Tm относительно Te и T β .

По составу УВ-биомаркеров, характеризующих обстановки осадконакопления, ОВ имеет морское происхождение ($C_{27} > C_{29} > C_{28}$). Величины отношения адиантана к гопану меньше 1, отношение диастеранов к регулярным составу $C_{27} < 0,2$, что свидетельствует о преимущественно глинистом составе пород, в которых накапливалось ОВ.

Анализ изменения ОВ по разрезу колонок морских осадков с глубиной показал, что в верхней части разреза встречается более зрелое ОВ, значения параметров зрелости которого не соответствуют величинам, типичным для условий раннего диагенеза ОВ, а предполагают более глубокую степень преобразования. Это позволяет предполагать, что данные УВС могли мигрировать из более погруженных частей разреза к поверхности дна. Таким образом, детальное исследование ОВ на молекулярном уровне, учитывающее геохимические характеристики фона в донных отложениях, позволяет определять зоны микропросачиваний УВ флюидов.

Часть исследований выполнена за счет гранта Российского научного фонда (проект № 23-27-00293).

Литература

1. Соколов В.А. Итоги опытных работ по газовой съемке // Нефтяное хозяйство. – 1935. – № 5. – С. 28–35.
2. Abrams, M.A., 2005. Significance of hydrocarbon seepage relative to subsurface petroleum generation and entrapment. *Marine and Petroleum Geology Bulletin* 22 (4), 457–478.
3. Соколова М.Н., Абля Э.А. Исследование биомаркеров в органическом веществе донных отложений Северного и Среднего Каспия. – 2007.
4. Ступакова А. В. Структура и нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа и прилегающих территорий // Геология нефти и газа. – 2011. – №. 6. – С. 99–115.
5. Мельников П.Н., Скворцов М.Б., Кравченко М.Н., Агаджанияц И.Г., Грушевская О.В., Уварова И.В. ГРП в Арктике ресурсный потенциал и перспективные направления // Деловой журнал *Neftegaz. ru.* – 2020. – №. 1. – С. 22–30.
6. Конторович В.А., Конторович А.Э. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности шельфа Карского моря // Доклады академии наук. – Федеральное государственное бюджетное учреждение " Российская академия наук", 2019. – Т. 489. – №. 3. – С. 272–276.
7. Мальшев Н.А., Вержбицкий В.Е., Колюбакин А.А. и др. Технологические аспекты и опыт стратиграфического бурения в морях российской Арктики // Геология нефти и газа. – 2024. – № 3. – С. 19–30. DOI: 10.47148/0016-7894-2024-3-19-30.

8. Сигачева Л.Ю., Видищева О.Н., Калмыков А.Г. и др. Геохимические характеристики органического вещества донных отложений северной части Баренцева моря как индикатор миграции углеводородов из недр //Георесурсы. – 2023. – Т. 25. – №. 4. – С. 42–57.
9. Vidishcheva O., Poludetkina N., Basova E. et al. Hydrocarbons investigations from near-surface sediments of the north and northeastern Barents Sea shelves //EGU General Assembly Conference Abstracts. – 2022. – С. EGU22-10172.
10. Peters K.E., Walters C.C., Moldowan J.M. The biomarker guide: Volume 2, Biomarkers and isotopes in petroleum systems and earth history. – Cambridge University Press, 2007.

РАДИОЛЯРИТЫ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ИХ ВОЗРАСТ

В последние годы вырос интерес к радиоляритам баженовской свиты Западной Сибири в связи с востребованностью ее ресурсного потенциала за счет стремление к освоению нетрадиционных источников углеводородов из сланцевых полей [1, 2]. Но, из-за неоднозначности трактовки пределов волжского яруса возникли большие проблемы при определении возраста баженовской свиты, который до настоящего времени рассматривается: как волжский ярус – нижний берриас [3], волжский ярус – берриас [4], от титона до готерива [5], верхнеюрский [6, 7], от верхнего кимериджа до готерива [8], волжский [9], нижневолжский подъярус-нижний валанжин [10–12]. Скорее всего такой разброс связан с разным пониманием нижней и верхней границ волжского региона яруса. Нижневолжский подъярус легко включается в состав кимериджа *sensu anglico*, как писал еще Д.Н. Соколов [13]. В 2000-х тысячные годы также допускалось возможное соответствие части нижневолжского подъяруса верхам стандартного кимериджа [14], а верхневолжский подъярус одни исследователи считают юрским, а другие меловым [15].

Кроме того, было показано, что по макрофауне возраст основных шести пачек баженовской свиты устанавливается не всегда, а на площади отмечается скольжение их возрастных датировок или даже несовпадение [16]. Редкость определяемых макрофоссилий в керне из баженовской свиты (см. рис. 7 и 8 в Панченко, 2023) или даже полное отсутствие их на высокоуглеродистых кремнистых интервалах (см. рис. 4 в [12]), возможно, явилась основанием для предположения о наличии многочисленных высокоамплитудных перерывов (до девяти аммонитовых зон) в осадконакоплении (см. рис. 9 в [3]). Важно иметь в виду, что баженовская свита Западной Сибири нигде не выходит на поверхность, изучается только по керну, и, в этой связи, микрофоссилии, а именно радиолярии, которые являются пороодообразующими, имеют особо существенное значение, поскольку вероятность их обнаружения в керне намного выше, чем у руководящей макрофауны.

В связи с вышеперечисленным возникла необходимость более углубленного изучения радиолярий из керна материала с использования новых, более современных, методик и приемов исследований [17–20].

В баженовской свите радиолярии постоянно встречаются и, как правило, они являются пороодообразующими (рис. 1). Практически все кремнистые породы баженовской свиты имеют биогенный характер, с чем сходится во мнении большинство исследователей. Биогенный кремнезем наблюдается в реликтах раковин радиолярий, линзочках микрокристаллического кремнезема.

Породообразующая роль радиолярий хорошо видна как в петрографических шлифах, так и в СЭМ. Участие радиолярий как породообразующих микроорганизмов проявляется в микро- и скрытокристаллическом виде. Сохранность скелетов радиолярий различна – от прекрасно сохранившихся до сильно деформированных, переходящих затем в микролинзовидные кремнистые выделения без признаков биогенного строения.

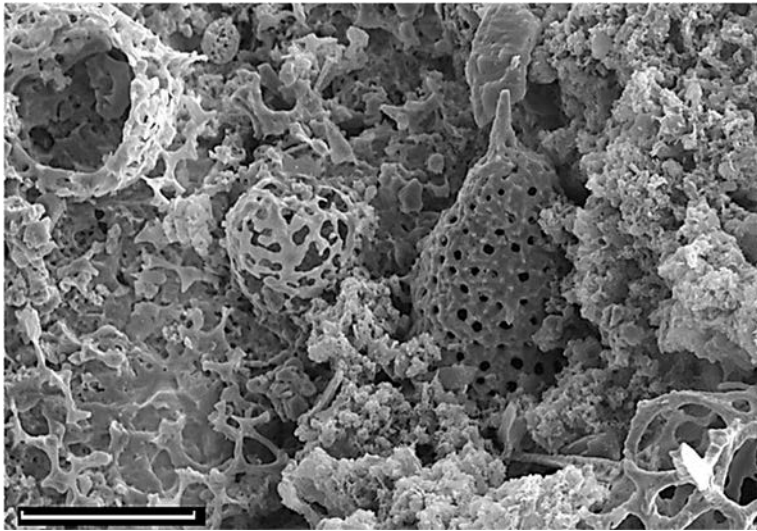


Рис. 1. Радиолярит, Южно-Тамбейская площадь, нижневолжский подъярус; экз. ГИН, № 170/1-У3-004, длина масштабной линейки 30 мкм.

Породообразующая роль радиолярий в баженовской свите хорошо видна на микрофотографии в СЭМ

Применение метода томографии и химической препарировки объемных форм радиолярий из кремнисто-карбонатных пород баженовской свиты сделало возможным более полно и точно охарактеризовать индекс-виды и характерные виды зональных комплексов радиолярий и выделить пять стратиграфических подразделений в ранге зон и слоев с радиоляриями [10, 18]. В последние годы новый вариант схемы используется как для биостратиграфического расчленения, так и корреляции разрезов баженовского горизонта Западной Сибири по радиоляриям [11, 12, 18].

Таким образом, показано, что радиолярии являются одним из значимых инструментов для стратиграфического расчленения и корреляции разрезов региона.

Литература

1. Высоцкий В. И., Меркулов О.И., Сизинцев С.В. Сланцевые углеводороды и тяжелая нефть – основные перспективные направления развития мировой нефтегазодобычи в среднесрочной

- и долгосрочной перспективе // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2023, № 2. С. 19–28.
2. Калмыков Г.А., Балушкина Н.С. Модель нефтенасыщенности порового пространства пород баженовской свиты Западной Сибири и её использование для оценки ресурсного потенциала. М: ГЕОС, 2017. 247 с.
 3. Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (Новосибирск, 2003 г.) / Ред. Ф.Г. Гурари. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. 114 с.
 4. Захаров В.А. Условия формирования волжско-берриасской высокоуглеродистой баженовской свиты Западной Сибири по данным палеоэкологии // Эволюция биосферы и биоразнообразия. Ред. Рожнов С.В. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2006. С. 552–568.
 5. Афанасьев И.С., Гаврилова Е.В., Бирун Е.М., Калмыков Г.А., Балушкина Н.С. Баженовская свита. Общий обзор, нерешенные проблемы // Научно-технический вестник ОАО «НК "Роснефть"». 2010. № 4. С. 20–25. Разведка, № 3, 2015, с. 26–37.
 6. Баженова Т.К. Битуминозные толщи России и оценка ресурсов УВ // Трудноизвлекаемые запасы и нетрадиционные источники углеводородного сырья. Проблемы, перспективы, прогнозы: сборник докладов конференции. СПб.: ФГУП «ВНИГРИ», 2015. 1 CD-R.
 7. Роговая И. Хадумская свита: кавказские нефтегазоносные сланцы тоже ждут своих технологий // Нефть и капитал. 2019. № 7–8. С. 21–26.
 8. Большаник П.В. История открытия баженовской свиты на территории Омской области // Национальные приоритеты России. 2021, № 4 (43). С. 79–82.
 9. Фомин М.А., Сайтов Р.М., Замирайлова А.Г. Литология и нефтеносность баженовской свиты в центральной части Мансийской синеклизы // Георесурсы. 2023 Т. 25. № 4. С. 176–191.
 10. Вишневская В.С., Амон Э.О., Гатовский Ю.А. Радиоляриевая биостратиграфия баженовского горизонта (верхняя юра–нижний мел) Западной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция, 2020. 28(6). С. 105–124. doi: 10.31857/S0869592X20060101
 11. Панченко И. В., Соболев И. Д., Рогов М. А., Латышев А. В. Вулканические туфы и туффиты в пограничных отложениях юры и мела (волжский-рязанский ярусы) Западной Сибири // Литология и полезные ископаемые, 2021, № 2, с. 144–183.
 12. Панченко И. В. Событийно-стратиграфические уровни верхнеюрско-нижнемеловой черносланцевой толщи Западной Сибири. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Москва, 2023. 25 с.
 13. Соколов Д.Н. К геологии окрестностей Илецкой Защиты // Изв. Оренб. отд. Имп. русск. геогр. общ-ва. 1901. Вып. 16. С. 37–80.
 14. Mitternigk V.V., Scherzinger A. New data on ammonites and stratigraphy of the uppermost Kimmeridgian – lowermost Volgian of the Middle Volga region (Russia) // Volumina Jurassica, 2006. Vol. IV. P. 191–192.
 15. Постановление расширенного заседания Бюро юрской комиссии МСК о верхнем ярусе волжской системы. Москва, 29 октября 1964 г. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 2. С. 136.
 16. Дзюба О.С., Алифиров А.С., Игольников А.Е., Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Эдер В.Г., Рыжкова С.В., Замирайлова А.Г. Стратиграфические диапазоны пачек баженовской свиты Западной Сибири по макрофауне // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Материалы 11 Всероссийского совещания, г. Томск, 19–24 сентября 2022 г. / под ред. Е.Ю. Барабошкина. Томск: ТГУ, 2022. С. 103–109.
 17. Вишневская В.С. Биостратиграфия и палеогеография баженовской свиты по данным радиоляриевых анализов. Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Екатеринбург: Издательский дом «ИздатНаукаСервис». 2013. С. 34–37.
 18. Вишневская В.С., Амон Э.О. Радиоляриевая биозональность баженовского горизонта Западной Сибири и ее арктического обрамления // Совершенствование биостратиграфической основы нефтегазоносных комплексов России: материалы Всероссийского совещания (г. Санкт-

- Петербург, 21–23 мая 2024 г.). – 2024. – С. 33–36. – <https://ngtp.ru/publication/sborniki/VNIGNI2024>
19. Исаева А.В., Вишневская В.С., Гатовский Ю.А. Новые данные о внутреннем строении некоторых видов радиолярий родов *Parvicingula* и *Takemuraella* (поздняя юра–ранний мел, баженовская свита, Западная Сибирь) // Био- и геособытия в истории Земли. Этапность эволюции и стратиграфическая корреляция. Материалы LXIX сессии Палеонтологического общества при РАН. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2023. С. 51–52.
 20. Исаева А. В., Гатовский Ю. А. Новые данные о внутреннем строении некоторых видов мезозойских радиолярий из родов *Parvicingula* и *Takemuraella* // Микропалеонтология: фундаментальные проблемы и вклад в региональное геологическое изучение недр. Труды XVIII Всероссийского микропалеонтологического совещания (Санкт-Петербург, 2023 г.). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2023. С. 210–213.

*В.С. Вишневецкая¹, Н.С. Балушкина²,
К.М. Седаева², Т.А. Шарданова²*

1 – Геологический институт РАН, Москва

2 – МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВЕРХНЕЮРСКО-МЕЛОВЫХ РАДИОЛЯРИТОВ

Существует точка зрения, что радиоляриты – это глубоководные океанические осадки. Чтобы подтвердить такое утверждение или привести аргументы за и против, остановимся кратко на типизации радиоляритов из различных регионов. Начнем рассмотрение с классического примера в учебнике по литологии [1], где на фиг. 44 приведена верхнемеловая радиоляриевая опока из бассейна р. Медведицы, левого притока р. Дон.

Радиоляриевые опоки (радиоляриты) широко распространены на Восточно-Европейской платформе, где их накопление происходило на внутреннем шельфе эпиконтинентального моря или внутренней окраине океана Пери-Тетис [2], что не вызывает сомнений. Сходные отложения широко распространены в нижней сантон-кампанской радиоляритовой толще Западной Сибири [3].

Радиоляриты из нижнемеловых валанжинских фосфоритов Горшковского рудника [4, см. фиг. 1 и 2 фосфорита, переполненного радиоляриями], а также других районов бассейна верховьев рек Вятки и Камы, кимериджских фосфоритов. Высокий процент высококонических населлярий в этих фосфоритах указывает на их образование в областях высокой подвижности придонных вод вблизи бровки шельфа, на отдельных поднятиях переуглубленного шельфа или в верхней части материкового склона.

Радиоляриты баженовской свиты Западной Сибири из нижневолжского подъяруса-нижнего валанжина [5–7]. В баженовской свите радиолярии часто встречаются и, как правило, они являются породообразующими. Практически все кремнистые породы баженовской свиты имеют биогенный характер, с чем сходится во мнении большинство современных исследователей [8–10].

В баженовском комплексе отмечается большое разнообразие высококонических циртоидей [11], тяготевших к значительным глубинам, что хорошо согласуется с исчезновением бентосной фауны [12]. Местами в шлифах отмечается свал (нагромождение) скелетных остатков только циртоидных радиолярий и их игл, ориентированных в одном направлении (рис. 1), что указывает на контрастность рельефа или перепад глубин и снос течениями и перезахоронение в смежной впадине. Основное отличие радиолярий баженовской свиты – огромное количество среди них иглистых населлярий. На примере современных бассейнов показано, что вблизи апвеллинга часто встречаются виды населлярий с сетью длинных отростков на цефалисе, не наблюдавшиеся в пелагических районах. Действительно, современные спумеллярии предпочитают

приповерхностный слой воды, в то время как населлярии заселяют глубинные воды, обогащенные питательными веществами, что имеет место в зонах восходящих потоков воды типа апвеллинга [13, 14].



Рис. 1. Радиоляриты верхнеюрские турбидитные из баженовской свиты. Ув. 100

На большие глубины окраинноморского бассейна, где формировались баженовские радиоляриты, указывает достижение максимального числа камер (до 15–20) у представителей рода *Parvicingula* [15], что ранее было известно только у *Parvicingula* из синхронных отложений Тихоокеанской провинции [16].

Радиоляриты из вулканогенно-кремнистых юрско-меловых толщ террейнов северо-востока России формировались на разных палеоширотах мезозойского Тихого океана от океанических фаций до окраино-морских и островодужных [16].

Радиоляриты из вулканогенно-кремнистых юрско-меловых толщ офиолитовых поясов. Юрско-нижнемеловые радиоляриты имели последовательно сменяющие друг друга на площади обстановки осадконакопления: радиоляритовой фации (рис. 2) – глубоководную и спонголит-радиоляритовой – переходную к глубоководной, в то время как верхнемеловые радиоляриты из олистостромовых комплексов имеют турбидитный характер и часто ассоциированы с относительно мелководными планктоногенными фораминиферовыми илами [17–20].

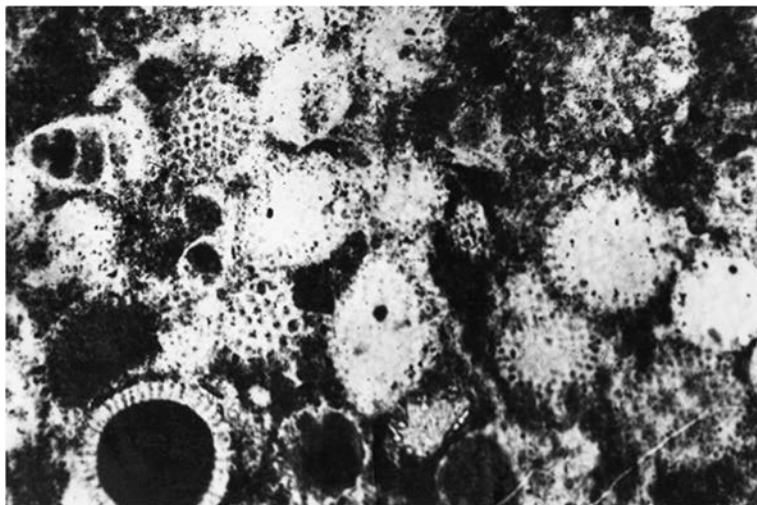


Рис. 2. Радиолариты верхнеюрские океанические из Севано-Акеринской офиолитовой зоны Малого Кавказа. Ув. 100

Таким образом, радиолариты могут формироваться как в глубоководных океанических обстановках, так и в относительно мелководных шельфовых.

Литература

1. Фролов В.Т. Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород // М.: МГУБ 1964. 310 с.
2. Ахлестина Е.Ф., Иванов А.В. Кремниевые породы мела и палеогена Поволжья // М.: Камертон. 2009. 325 с.
3. Вишневская В.С., Маринов В.А., Агалаков С.Е., Аржиловский А.В., Вахрушева И.А., Новоселова М.Ю., Павлуткин И.Г. //Атлас образцов эталонной палеонтологической коллекции ООО «Тюменский нефтяной научный центр». Верхний мел, Западная Сибирь. Тюмень: Тюменский нефтяной научный центр; ИПЦ «Экспресс», 2023. 348 с.
4. Хабаков А.В. Фауна радиоларий из нижнемеловых и верхнеюрских фосфоритов бассейна Верхней Вятки и Камы // Ежегодник ВПО. 1937. Т. 11. С. 90–120.
5. Вишневская В.С., Амон Э.О., Гатовский Ю.А. Радиолариевая биостратиграфия баженовского горизонта (верхняя юра–нижний мел) Западной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция, 2020. 28(6). С. 105–124. doi: 10.31857/S0869592X20060101
6. Калмыков Г.А., Балущкина Н.С. Модель нефтенасыщенности порового пространства пород баженовской свиты Западной Сибири и её использование для оценки ресурсного потенциала. М: ГЕОС, 2017. 247 с.
7. Панченко И.В., Соболев И.Д., Рогов М.А., Латышев А.В. Вулканические туфы и туффиты в пограничных отложениях юры и мела (волжский-рязанский ярусы) Западной Сибири // Литология и полезные ископаемые, 2021, № 2, с. 144–183.
8. Панченко И.В. Событийно-стратиграфические уровни верхнеюрско-нижнемеловой черносланцевой толщи Западной Сибири. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Москва, 2023. 25 с.

9. Немова В.Д. Литогенетическая классификация пород и техноморфизм отложений баженовской свиты Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Москва, 2021. 52 с.
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. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 5. С. 46–74. <https://doi.org/10.1134/S0869593822050021>.
11. Вишневская В.С. Биостратиграфия и палеогеография баженовской свиты по данным радиоляриевых анализов. Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Екатеринбург: Издательский дом «ИздатНаукаСервис». 2013. С. 34–37.
12. Захаров В.А. Условия формирования волжско-берриаской высокоуглеродистой баженовской свиты Западной Сибири по данным палеоэкологии // Эволюция биосферы и биоразнообразия. Ред. Рожнов С.В. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2006. С. 552–568.
13. Хотылев О.В., Гатовский Ю.А., Балушкина Н.С. и др. Модели седиментации баженовской высокоуглеродистой формации в зоне развития тутленмской и баженовской свит // Георесурсы. 2021. Т. 23. № 2. С. 120–131. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.2.11>
14. Кругликова С.Б. Радиолярии Polycystina из донных отложений Мирового океана как биоиндикаторы изменений окружающей среды. М.: ГЕОС. 2013. 231 с.
15. Vishnevskaya V.S., Amon E. O., Kalmykov G.A., Gatovsky Yu.A. Radiolarians and Their Role in the Study of Stratigraphy and Paleogeography of Shale Oil Basins (Based on the Example of the Bazhenovo Formation in Western Siberia and the Arctic) // Paleontological Journal 2024, 58(7). P. 25–39.
16. Вишневская В.С., Филатова Н.И. Палеоширотные и палеогеографические условия накопления радиоляриевых кремнисто-вулканогенных комплексов в мезозойской палеоокеане и тенденция изменения климата (по данным аллохтонов Востока Азии) // Океанология. 2017. Т. 54. № 5. С. 685–699. DOI: [10.1134/S0001437017050186](https://doi.org/10.1134/S0001437017050186).
17. Вишневская В.С. Радиоляриты как аналоги современных радиоляриевых илов. М.: Наука, 1984. 120 с.
18. Vishnevskaya V.S. 2001. Radiolarian Biostratigraphy of the Jurassic and Cretaceous in Russia. GEOS, Moscow: 1–273.
19. Vishnevskaya V. S., Danelian T., Asatryan G. Middle Cretaceous Radiolarian records of tectonic events from the Lesser Caucasus. Abstracts of Silicofossil Group Meeting “Siliceous organisms and microfossils – developments, techniques and applications in geosciences”, Cambridge UK. 2013. P. 32.
20. Zakariadze G.S., Knipper A.L., Sobolev A.V., Tsamerian O.P., Dmitriev L.V., Vishnevskaya V.S., Kolesov G.M. 1983. The ophiolite volcanic series of the Lesser Caucasus. Ofioliti 8(3): 439–466.

СУБМАРИННАЯ РАЗГРУЗКА ПОДЗЕМНЫХ ВОД КАК ФАКТОР ВОЗДЕЙСТВИЯ НА УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Проблема разгрузки подземных вод с континентов в морские и океанические бассейны разрабатывается с 50-х и особенно 90-х годов XX века. За рубежом активнее всего исследования осуществляются с целью управления балансовыми условиями хрупких прибрежных экосистем (устьевых систем рек, лагун, эстуариев, прибрежных болот, коралловых рифов), с позиций биогеохимических, изотопно-геохимических и микробиологических [1]. Субмаринная разгрузка рассматривается как значимый фактор эвтрофикации, контролирующей всплески продуктивности тех или иных видов макроводорослей, микро и наннопланктона, прежде всего смертельно опасных динофлагеллят, *Karenia brevis*, вызывающих так называемые «красные приливы». В целом ряде прибрежных обстановок потоки подземных вод по масштабам изменения геохимических и микро-биохимических условий акваторий сопоставимы с речным стоком и воздействиями морских течений [2, 3]. К настоящему времени известны сотни публикаций, позволяющих говорить о глобальном значении субмаринной разгрузки пресных подземных вод с континентов в моря и океаны, а прибрежные области получили устойчивое наименование «протекающих» континентальных окраин ('leaky' continental margins) [4]. Это направление продолжает развиваться с огромной интенсивностью за рубежом.

В СССР и России разгрузка подземных вод в прибрежных областях акваторий рассматривается преимущественно с гидрогеологических позиций [5–8]. Исследования водовмещающих отложений, движения и химического состава подземных вод, балансовых составляющих питания и разгрузки подземных потоков направлены на создание модели формирования изучаемого объекта в составе гидрогеологических структур (гидрогеологических массивов, либо водоносных комплексов, горизонтов и пластов, составляющих артезианские бассейны). Эта модель закладывается в основу геофильтрационных и геомиграционных расчетов, производимых вычислительными методами, из которых наиболее представительным, но трудно реализуемым является математическое моделирование. Построение модели гидрогеомиграции требует проведения многолетних дорогостоящих исследований, что обуславливает невысокий процент подобных публикаций.

Оценки скоростей субмаринной разгрузки, полученные по всему миру, варьируют в широких пределах: от порядков менее 10^{-4} м/сут, осуществляемых по диффузионному механизму, до порядков более 10^{-2} м/сут, осуществляющихся путем вынужденной конвекции и позволяющих использовать суб-

маринные источники в качестве источников пресной воды для местного водоснабжения. Граница зоны со скоростями субмаринной разгрузки выше 10^{-4} м/сут на сегодня определена полосой до 100–300 м от берега. Миграция химических элементов через границу вода-дно, во многом обусловленная процессами диагенеза морских осадков, может вносить существенный вклад в баланс вещества бассейнов седиментации. Поступление растворенных химических элементов из донных осадков в морские и океанические бассейны соизмеримо с поступлением элементов речным стоком [5] или гидротермальным привносом [9]. Тем не менее, прямые оценки до настоящего времени остаются весьма сложными и трудоемкими, поэтому, несмотря на применяемые ныне, постоянно совершенствующиеся, комплексные методы, масштабы и характеристики вклада потоков континентальных подземных вод и особенно метеогенного вклада в морские и океанические акватории остаются актуальными и дискуссионными.

Рассматривая субмаринную разгрузку подземных вод, исследователи оперируют совокупностью измеренных характеристик, являющейся результатом взаимодействия морских и океанических осадков, пород и вод различных генетических типов. В подземных водах, поступающих с континентов весьма велика доля метеогенной воды (прежде всего, атмосферных осадков), однако практически повсеместно происходит и обратный процесс – внедрение морских вод в подземную гидросферу прибрежной суши во времена приливов. Соответственно, во времена отливов в море разгружается некий микст метеогенной, континентальной, морской воды и поровой воды морских осадков. В настоящее время происходит накопление материала, который позволит идентифицировать процессы этого «черного ящика», что является необходимым условием типизации акваторий по субмаринной разгрузке, на основе которой возможно прогнозировать масштабы и характер ее воздействия в регионах-аналогах современности и геологического прошлого [10]. С этой же целью в настоящее время упор делается на дополнительные исследования, которые необходимо провести с учетом изменения климата и его воздействия на характер субмаринной разгрузки в ходе трансгрессий и регрессий [11]. По нашим данным, полученным методом математического моделирования геомиграции в прибрежной области Северного Каспия, (регион разработки Астраханского газоконденсатного месторождения [12]), колебания прогнозных средних скоростей разгрузки подземных вод со времени Новокаспийской трансгрессии увеличиваются от менее $9,0 \cdot 10^{-4}$ м/сут до порядка $1,5 \cdot 10^{-3}$ – $2,5 \cdot 10^{-3}$ м/сут (современный уровень).

Для изучения высокодебитной разгрузки подземных вод верхней гидродинамической зоны, осуществляемой в зонах повышенной проницаемости, по трещинам, карстовым галереям и посредством подрусловых потоков, ассоциирующихся с поверхностными водотоками, геохимическими индикаторами

субмаринной разгрузки метеогенных вод являются пониженные значения Σm , $[Cl]^-$, $[F]^-$, газовые эманации (метан, углеводороды), изотопные сдвиги (отрицательные по $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$, δD и положительные по тритию). Интенсивно развиваются методы исследования микробиологических сообществ морских и прибрежных экосистем и методы, использующие инструментальную технику исследований: различные типы измерителей просачивания, стабильные и радиоактивные изотопные трассеры, термо- и кондуктометрическое зондирование и профилирование, спутниковые съемки и многие другие.

Однако, идентификация и оценка разгрузки подземных вод, осуществляемой диффузионным путем и путем перетекания через слабопроницаемые пласты (со скоростями менее 10^{-4} м/сут), но имеющих площадное распространение и потенциально высокий суммарный эффект, вышеперечисленными методами является сложно разрешимой проблемой. Данных по распределению напоров иловых и подземных вод различных глубин залегания, на основании которых можно было бы прогнозировать масштабы диффузионных перетоков через границу вода/дно в настоящее время не приводится ни в одном из исследований.

Можно с высокой вероятностью предполагать, что при исследовании палеообстановок и геохимии осадочных бассейнов геологического прошлого в прибрежной области наиболее надежными показателями субмаринной разгрузки вод с континентов могут являться соотношения стабильных изотопов $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$, в карбонатном материале.

Литература

1. Santos I. R., Chen X., Lecher A. L., Sawyer A. H., Moosdorf N., Rodellas V., Tamborski J., Cho H. M., Dimova N., Sugimoto R., Bonaglia S., Li H., Hajati M. C. and Li L. Submarine groundwater discharge impacts on coastal nutrient biogeochemistry // *Nature Reviews Earth & Environment*. March 2021.
2. Nuclear and isotopic techniques for the characterization of submarine groundwater discharge in coastal zones. Vienna: IAEA, 2008. 192 p.
3. Burnett W.C., Aggarwal P.K., Aureli A., Bokuniewicz H., Cable J.E., Charette M.A., Kontar E., Krupa S., Kulkarni K.M., Loveless A., Moore W.S., Oberdorfer J.A., Oliveira J., Ozyurt N., Povinac P.P., Privitera A.M. G., Rajar R., Ramessur R.T., Scholten J., Stieglitz T., Taniguchi M., Turner J. V. Quantifying submarine groundwater discharge in the coastal zone via multiple methods // *Science of the Total Environment*. 2006. 67. P. 498–543.
4. Burnett W. C., Taniguchi M., Oberdorfer J. Measurement and significance of the direct discharge of groundwater into the coastal zone // *Journal of Sea Research*. 2001. 46. P. 109–116
5. Зекцер И. С., Джамалов Р. Г., Месхетели А. В. Подземный водообмен суши и моря. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 207 с.
6. Zektser I. S., Everett L. G., Dzhamalov R. G. Submarine groundwater. Boca Raton: CRC, 2007. 461 p.
7. Джамалов Р.Г., Зекцер И.С., Месхетели А.В. Подземный сток в моря и мировой океан. М.: Наука, 1977. 94 с.
8. Kazemi G. A. Editor's Message: Submarine groundwater discharge studies and the absence of hydrogeologists // *Hydrogeology Journal*. 2008. 16. P. 201–204.

9. Бутузова Г. Ю. Гидротермальное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря // Тр. ГИН РАН. Вып. 508. М: ГЕОС, 1998. 312 с
10. Bokuniewicz H, Buddemeier R, Maxwell B. and Smith C. The typological approach to submarine groundwater discharge (SGD) // Biogeochemistry. 2003. 66. P. 145–158.
11. Babu D.S.S., Khandekar A., Bhagat C., Singh A., Jain V., Verma M., Bansal B.K., Kumar M. Evaluation, effect and utilization of submarine groundwater discharge for coastal population and ecosystem: A special emphasis on Indian coastline // Journal of Environmental Management. 2021. 277. 111362
12. Голованова О.В. Значение сохранности седиментогенных вод в водоносном комплексе неоплейстоцена Северного Прикаспия для развития Каспийского осадочного бассейна // Доклады академии наук. 2018. Т. 483. № 3. С. 291–295.

ДЕВОНСКИЕ ТЕРРИГЕННЫЕ И КАРБОНАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЦАРИЧАНСКОГО НЕФТЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНО-ОРЕНБУРГСКОЕ СВОДОВОЕ ПОДНЯТИЕ)

Царичанское нефтяное месторождение расположено к северу от г. Оренбурга, в зоне между двумя структурами – Восточно-Оренбургским сводовым поднятием (ВОСП) и Соль-Илецким сводом (СИС). В работе приведены данные, полученные на основе изучения кернового материала из скважин, пробуренных ОАО «Газпромнефть-Оренбург» на Царичанской площади. Керном охарактеризованы породы эйфельского, живетского, франского и фаменского ярусов. Отложения датированы по комплексу фауны: конодонтов, брахиопод, фораминифер, водорослей, остракод и по миоспорам. Керн изучался с позиций фациального анализа. По этим данным с учетом каротажных исследований (ГИС) построены колонки скважин и проведено их сопоставление (рисунок).

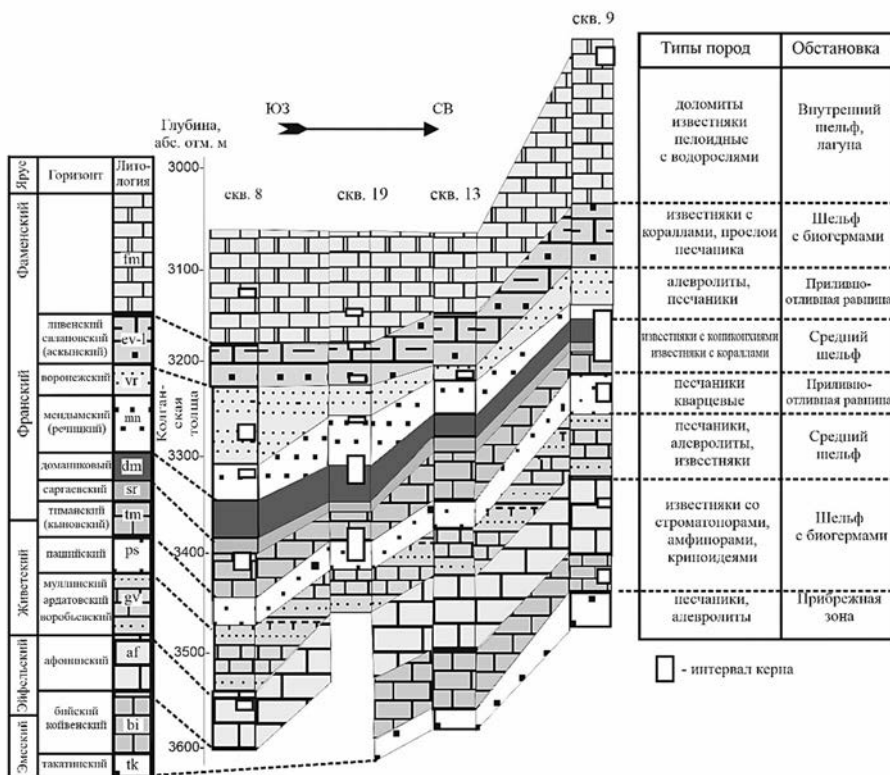


Рисунок. Схема сопоставления скважин Царичанской площади

Отложения эмсского яруса нижнего девона такатинского и койвенского горизонтов по данным ГИС сложены песчаниками и алевролитами, вскрытая мощность до 30 м. Бийский горизонт сложен криноидно-строматопоровыми известняками, в скв. 9 датирован по находкам двухканальных криноидей *Cupressiocrynites rossicus*. Афонинский горизонт эйфельского яруса среднего девона сложен биогермными кораллово-строматопоровыми известняками с амфипорами, мшанками, брахиоподами, криноидеями. Общая мощность бийско-афонинских известняков 120–140 м. Отложения воробьевского, арда-товского, муллинского горизонтов живетского яруса мощностью 40–50 м керном не охарактеризованы, по данным ГИС имеют терригенный состав. Отложения пашийского горизонта в скв. 9, 12, 19 представлены кварцевыми песчаниками и алевролитами. В скв. 9 песчаники кварцевые массивные, прослоями горизонтально- и косослоистые со стилолитизированными глинистыми нитевидными слоями, иногда двойными. Алевролиты кварцевые массивные и биотурбированные с темно-серыми глинистыми прослойками с остатками растений, мощность около 30 м. Отложения франского яруса верхнего девона – тиманского (кыновского) горизонта в скв. 8, 19, 9 представлены известняками с кораллами, брахиоподами, мощность тиманского горизонта 20–30 м. Саргаевский горизонт в скв. 9, 15 сложен нодулярно-слоистыми и биотурбированными известняками с брахиоподами, мощность 20–30 м. Доманиковский горизонт в скв. 12, 15, 19 слагают темно-серые линзовидно-тонкослоистые известняки криноидные, брахиоподовые и тентакулитовые. В скв. 9 известняки нодулярно-слоистые с битуминозно-глинистыми прослойками, с брахиоподами и кониконхиями. Мощность доманикового горизонта 15–30 м. В скв. 19 отложения имеют необычный для доманика состав, они представлены криноидными грейнстоуном с конодонтами и обломками кониконхий, мощность около 15 м. Вышележащие отложения речицкого и воронежского горизонтов представлены терригенными породами, выделяемые в колганскую толщу (нижняя часть колганской свиты). По литологии и данным ГИС толща разделяется на две пачки: нижняя песчаная (20–50 м), относится к речицкому горизонту, верхняя алевролитовая (20–70 м) – к воронежскому горизонту. Общая мощность колганской толщи меняется от 120 м на юге в скв. 8 до 60 м в скв. 9 на севере площади (см. рис.). Породы евлановского и ливенского горизонтов представлены органогенными водорослевыми известняками со строматопорами и кораллами, содержат прослойки песчаников (относятся к верхней части колганской свиты), мощность 50–80 м. Фаменский ярус сложен доломитами с прослоями водорослевых известняков, мощность свыше 180 м. С фаменского века на своде устанавливается обстановка мелководного карбонатного шельфа с водорослевыми банками.

Вскрытый скважинами на Царичанской площади разрез девонских отложений показывает цикличную смену терригенных и карбонатных обстановок

осадконакопления. В обстановке карбонатного шельфа с биогермами формировались известняки бийско-афонинского, кыновско-саргаевского, евлано-ливенского интервалов. Терригенные отложения живетского яруса среднего девона формировались в приливно-отливных условиях [1]. Формирование пашийских отложений происходило в условиях среднего шельфа [2], в зоне действия течений и приливно-отливной активности. Литологические особенности песчаников колганской толщи – двойные тонкие слойки, биотурбирование, указывают на ее формирование в мелководной приливно-отливной зоне [3], вероятно, в виде баров.

Раннедевонский (такатинский), среднедевонский (воробьевско-муллинский и пашийский), а также раннекаменноугольный (радаевско-бобриковский) циклы терригенного осадконакопления связаны с общемировыми трансгрессивно-регрессивными циклами подъема и опускания уровня мирового океана [2]. Поступление терригенного материала в зону карбонатного шельфа на сводах в мендымское (речицко-воронежское) время обусловлено активизацией тектонических поднятий во время заложения Камско-Кинельской системы прогибов [4]. В приподнятых зонах сводов образовались участки размываемой островной суши, терригенный материал с которой поступал в результате приливно-отливных и штормовых волнений в зону карбонатного шельфа, но не достигал глубоководных участков впадин, вероятно, из-за существования биогермных барьеров и/или пологого наклона шельфа рампового типа.

Литература

1. Жемчугова В.А., Мятчин О.М. Среднедевонские резервуары нефти и газа на юге Бузулукской впадины : особенности строения, условия образования, нефтегазоносность // Вестн. Моск. ун-та., 2016. Сер. 4. Геология. № 6. С. 36-43.
2. Силантьев В.В., Валидов М.Ф., Мифтахутдинова Д.Н. и др. Модель осадконакопления пашийского горизонта (терригенная толща девона) Южно-Татарского свода Волго-Уральской нефтегазоносной провинции // Георесурсы, 2022. Т.24, № 4. С. 12–39.
3. 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.
4. 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. Т. 23. № 1. С. 68–91.

ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ШУНГИТОВЫХ ПОРОД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ШУНЬГА (ОНЕЖСКАЯ СТРУКТУРА)

Онежская синклиновая структура Фенноскандинавского щита уникальна по объему накопленного органического углерода в палеопротерозое и является стратотипической для шунгитовых пород. Основная масса органического углерода заключена в верхней подсвите заонежской свиты людиковийского надгоризонта палеопротерозоя Карелии (2,1–1,92 млрд лет).

В пределах заонежской свиты С.В. Купряковым [1] было выделено девять горизонтов шунгитовых пород как наиболее обогащенных $C_{\text{орг}}$ участков слоистой толщи. Как известно шунгитовые породы формируют купольные и субпластовые залежи. Основным типом залежей при этом являются купольные постройки, развитые по шестому шунгитоносному горизонту [2]. Особенности строения субпластовой залежи шунгитовых пород достаточно полно исследованы на примере месторождения Шуньга [3].

В данной работе проведено сравнение химического состава шунгитовых пород субпластовой (Шуньга) и купольной (Мельничная) залежей.

Для характеристики шунгитовых пород использовалась химическая классификация и система петрохимических модулей для осадочных пород, предложенных Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис [4]. Данные химических анализов пересчитывались на безуглеродистую основу (минеральную компоненту шунгитовых пород) (рис. 1). Также были рассчитаны следующие петрохимические модули: гидролизатный – ГМ = $(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}) / \text{SiO}_2$, железный – ЖМ = $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}) / (\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$, фемический – ФМ = $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO}) / \text{SiO}_2$, модуль нормированной щелочности – НКМ = $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3$, алюмокремниевый – АМ, титановый – ТМ, щелочной – ЩМ, а также сумма щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$). Основываясь на гидролизатном модуле, шунгитовые породы Шуньгского месторождения можно разделить на две группы, а именно миосилиты (ГМ=0,21-0,30) и сиаллиты (ГМ=0,31-0,55).

На диаграмме «АМ – $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ » (рис. 2) отчетливо наблюдается прямая зависимость между суммой щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) и алюмокремниевым модулем АМ как для шунгитовых пород, так и для флюидолитов [5]. При этом, шунгитовые породы Шуньгского месторождения можно разделить на три группы. Выделенные три группы шунгитовых пород на месторождении Шуньга соответствуют следующим образцам: 1 группа – из подошвы нижнего слоя (глубина 5,7–6,5 м); 2 группа – из кровли верхнего слоя (глубина 3,3–3,9 м); 3 группа – породы, занимающие промежуточное положение.

Исходя из данных таблицы, породы подошвы нижнего слоя аналогичны шунгитовым породам восьмого шунгитоносного горизонта; остальные образцы аналогичны флюидолитам Мельничной залежи.

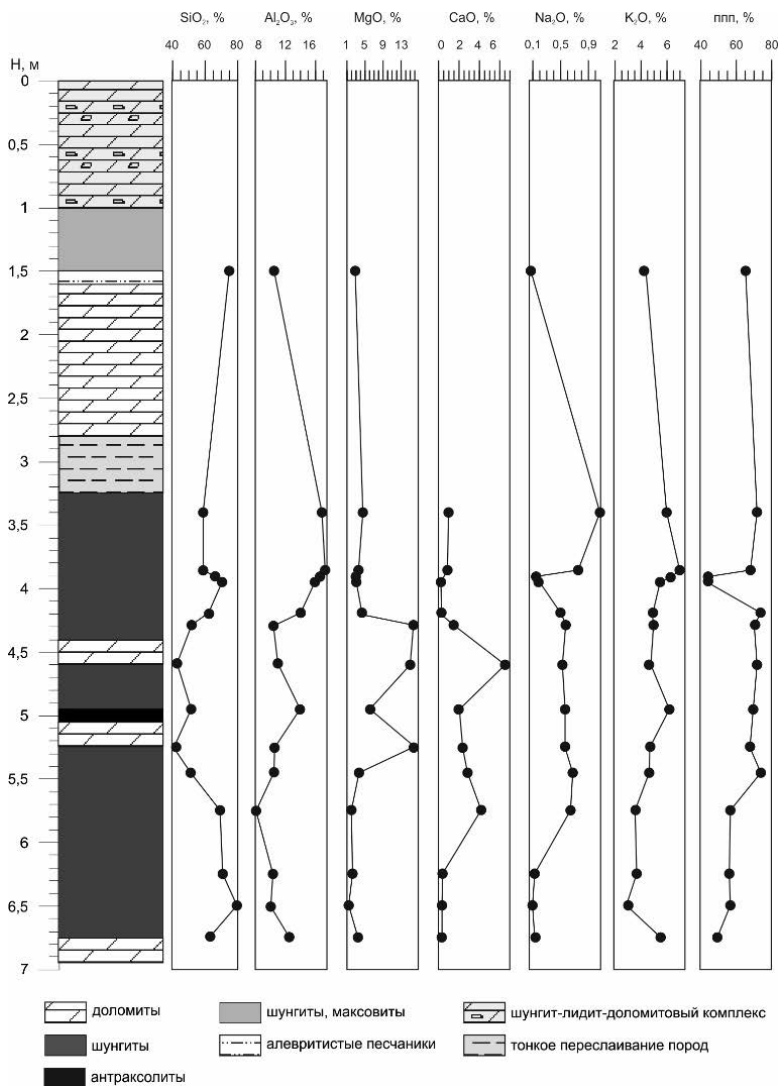
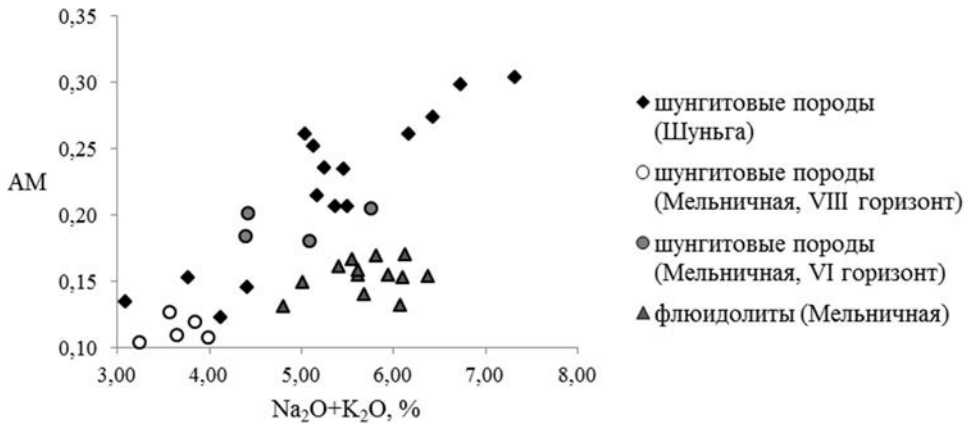


Рис. 1. Литостратиграфическая колонка месторождения Шуньга и химический состав шунгитовых пород

Можно предположить, что нижний слой представляет собой восьмой шунгитоносный горизонт, а вышележащие шунгитовые породы – флюидолиты, поднявшиеся из куполообразного тела, развитого по шестому шунгитоносному горизонту, и сформировавшие субсогласную залежь.

Рис. 2. Модульная диаграмма «АМ – Na₂O+K₂O»

Таблица

Петрохимические модули шунгитовых пород (среднее значение)

	Месторождение Шуньга			Мельничная залежь		
	группа 1	группа 2	группа 3	VIII горизонт	VI горизонт	флюидолиты
Количество образцов	4	7	4	4	4	13
Na ₂ O+K ₂ O, %	3,86	5,29	6,68	3,66	4,92	5,72
ГМ	0,22	0,36	0,39	0,2	0,35	0,26
ЖМ	0,44	0,42	0,25	0,67	0,71	0,52
ФМ	0,09	0,28	0,15	0,1	0,18	0,1
АМ=Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0,14	0,23	0,28	0,11	0,19	0,15
ТМ=TiO ₂ /Al ₂ O ₃	0,11	0,11	0,1	0,06	0,06	0,11
НКМ	0,4	0,44	0,41	0,41	0,38	0,51
ЩМ=Na ₂ O/K ₂ O	0,07	0,1	0,1	0,36	0,06	0,09

Шунгитоносные флюидолиты Шуньгского месторождения могут представлять высокий промышленный интерес, так как содержание $C_{орг}$ в них существенно выше, чем в породах разрабатываемого в настоящее время Максковского месторождения.

Исследования выполнены в рамках темы НИР ФИЦ КарНЦ РАН «Шунгитовые породы Онежской палеопротерозойской структуры Фенноскандинавского щита: геология, минералогия, физико-химические свойства, использование в инновационных технологиях».

Литература

1. Купряков С.В. Отчет о результатах поисковых работ на шунгитовые породы, проведенных в Онежской мульде в 1985–88 гг. Петрозаводск, 1988. 148 с.
2. Филиппов М.М. Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск. 2002. 280 с.
3. Филиппов М.М., Дейнес Ю.Е. Субпластовый тип месторождений шунгитов Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2018. 261 с.
4. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
5. Филиппов М.М., Дейнес Ю.Е., Лохов К.И., Первунина А.В., Лохова О.В. Новый генетический тип шунгитоносных пород палеопротерозоя Онежской структуры // Региональная геология и металлогения. 2016. Вып. 67. С. 95–106.

К.В. Дементьева, И.В. Коган, Т.В. Павленко
ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» г. Пермь

РОЛЬ РАДИОЛЯРИЙ В ФОРМИРОВАНИИ НЕФТЕГАЗМАТЕРИНСКОГО И КОЛЛЕКТОРСКОГО ПОТЕНЦИАЛА ДОМАНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕЧОРО-КОЛВИНСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ОБЛАСТИ

В работе приведен комплекс литолого-геохимических исследований доманикового горизонта двух скважин месторождения Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна. Проведена литотипизация разреза, выделены породы, обогащенные органическим веществом и содержащие реликты радиолярий. Методом сканирующей электронной микроскопии исследовано вторичное замещение кремнезема в скелетах радиолярий различными минералами. Определено влияние постседиментационных процессов на формирование емкостного пространства пород. По данным геохимических исследований оценен нефтегазогенерационный потенциал толщи.

Доманиковая высокоуглеродистая формация Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна представляет особый интерес вследствие её возможности не только генерировать, но и сохранять углеводороды, что позволяет рассматривать её в качестве нетрадиционного источника углеводородов.

Отложения формации характеризуются поликомпонентным составом и сложены кварцем, карбонатными и глинистыми минералами, а также значительно обогащены органическим веществом (ОВ), основным источником которого выступали водоросли и зоопланктон. Одним из представителей зоопланктона являются радиолярии, биопродуктивность которых в франское время в Тимано-Печорском бассейне была настолько высокой, что это дало возможность рассматривать их в качестве источника ОВ для образования нефти [1]. Постседиментационные процессы, протекающие в толще, приводили к частичному либо полному растворению радиолярий, образованию ослабленных зон, и, как следствие, развитию трещиноватости. Все это оказывало значительное влияние на формирование коллекторского потенциала толщи.

Объектом исследований данной работы являлись отложения доманикового горизонта франского яруса девонской системы, изученные по керновому материалу скважины А (интервал 2300–2450 м) и скважины Б (интервал 2460–2500 м) месторождения, расположенного в южной части Лыжско-Кыртаельского вала Печоро-Колвинской нефтегазоносной области.

По данным литолого-петрографических исследований отложения представлены переслаивающимися смешанными углеродистыми глинисто-карбонатно-кремнистыми отложениями, сформированными преимущественно за счет кремнистых и известковых скелетов планктонных организмов – радиолярий и тентакулит, в глубоководных обстановках шельфовой впадины.

Минеральный состав исследуемых отложений по данным рентгеноструктурных исследований характеризуется изменчивостью содержания основных компонентов по разрезу: содержание кварца варьирует от 2,2 до 98,3% (при среднем 68,6%), карбонатная составляющая, представленная кальцитом и доломитом, изменяется от 1,1 до 97,8%, вклад глинистых минералов в среднем составляет 2,1%, достигая в ряде образцов 35,5%. В разрезе скважины А содержание кальцита выше кварца, тогда как в разрезе скважины Б доминирует кварц, доля карбонатной составляющей значительно ниже.

Согласно проведенным исследованиям породы каждой скважины были разделены на литотипы. В разрезе скважины А выделены: силициты битуминозные известковистые и известковые (ЛТ-1), известняки вторичные битуминозные кремнистые и глинисто-кремнистые (ЛТ-2), карбонатно-кремнистые битуминозные породы (ЛТ-3) и глинисто-карбонатно-кремнистые битуминозные породы (ЛТ-4). В разрезе скважины Б выделены: силициты радиоляритовые, тентакулиново-радиоляритовые, неравномерно известковистые, известковые (ЛТ-5), силициты известковистые, известковые тентакулиновые, радиоляритово-тентакулиновые (ЛТ-6), известняки вторичные неравномерно кремнистые (ЛТ-7), а также тонко переслаивающиеся породы литотипов ЛТ-5, ЛТ-6, ЛТ-7 (ЛТ-8).

По данным пиролитических исследований отложения являются нефтегазоматеринскими породами с остаточным генерационным потенциалом от 1,8 до 60,7 мг УВ/г породы для скважины А и от 2,5 до 55,8 мг УВ/г породы для скважины Б [2]. В разрезе скважины А присутствуют подвижные углеводороды, на что указывает значения S_1 (в среднем 2,5 мг УВ/г породы) и повышенные значения индекса нефтенасыщенности OSI (в среднем 140 мг УВ/г ТОС). Выделенные хлороформенные битумоиды (в количестве от 1,5 до 20,8 мг/г породы) свидетельствуют о наличии свободного емкостного пространства пород. По содержанию общего органического углерода [3] отложения представлены преимущественно доманикоидами (ТОС от 0,5 до 5%), прослоями переходящими в доманикиты (ТОС > 5%) при максимальных значениях 13,0% и 11,1% для скважины А и Б соответственно. Среднее значение ТОС для скважины Б (3,1%) несколько выше, чем в скважине А (2,3%). Доманикиты представлены преимущественно силицитами (ЛТ-1 и ЛТ-5 для скважины А и Б соответственно), сложенными в значительной мере скелетами радиолярий.

Проведенные электронно-микроскопические исследования пород позволили детально изучить обнаруженные реликты радиолярий. Первично-опаловый скелет радиолярий вследствие изменения физико-химических условий среды интенсивно подвергся процессам вторичного минералообразования. Так раковины радиолярий часто выполнены ОВ с халцедоновыми (кружевными) оболочками (рис. 1, а, е), либо полностью замещены розетками халцедона (рис. 1, б). Отмечаются радиолярии, у которых центральная часть выполнена

кристаллами разномерного кальцита и/или зернами кварца (рис. 1, в), одиночными кристаллами кальцита (рис. 1, д) и доломита (рис. 1, е). В ряде образцов присутствуют раковины, которые в результате сероводородного заражения полностью или частично замещены пиритом (рис. 1, в, г).

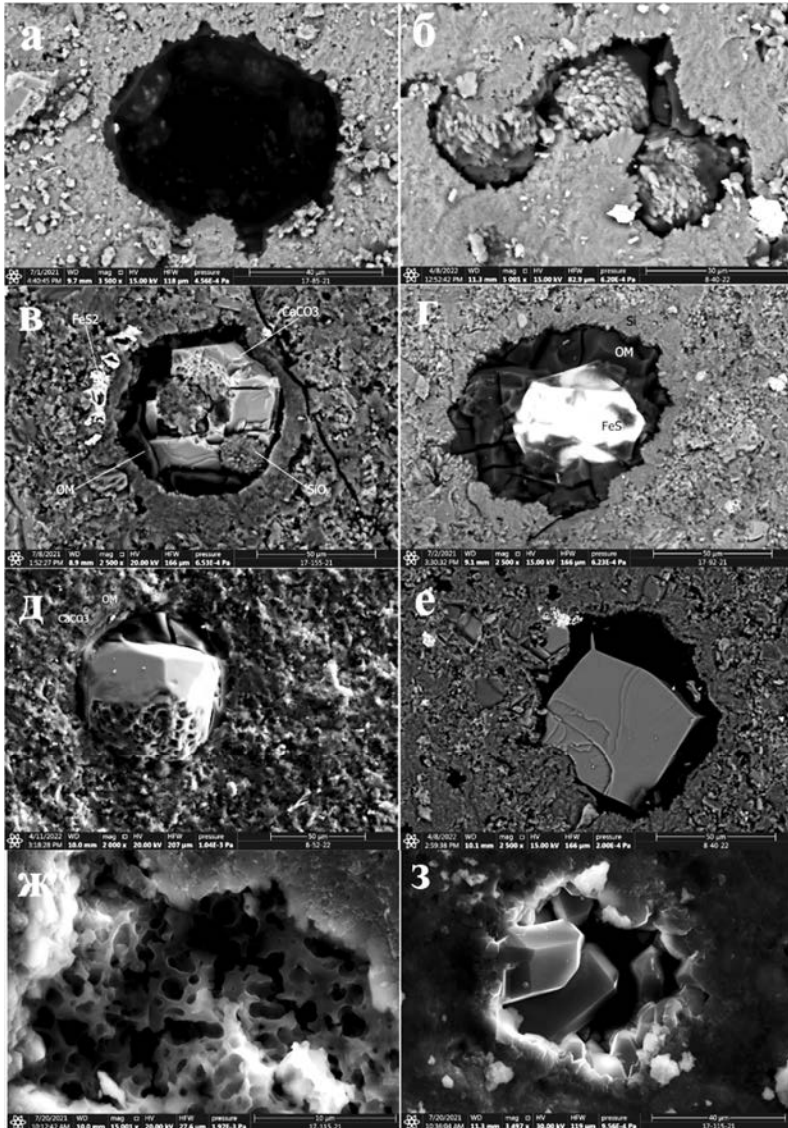


Рис. 1. СЭМ-изображения радиоларий доманиковых отложений:

а – выщелоченная раковина с халцедоновой (кружевной) оболочкой, центр выполнен ОВ, б – пирамидально-призматические кристаллы кварца, в – замещение кальцитом, пирамидально-призматическим кварцем, ОВ и пиритом, г – кристалл пирита и ОВ, д – кристалл кальцита и ОВ, е – кристалл доломита и ОВ, ж – керогенная пористость, з – пирамидально-призматические кристаллы кварца по стенкам раковины

В ряде образцов отмечаются прослои, где внутренняя часть радиолярий выщелочена и представлена свободными порами, размером 0,4–10,0 мкм (рис. 2, ж). Однако в большинстве своем дальнейшие вторичные процессы, которым подверглась толща, привели к цементированию первичного порового пространства кремнистым и карбонатным веществом, что привело к заполнению выщелоченных центров радиолярий и, как итог, к значительному снижению емкостной составляющей отложений. По данным петрофизических исследований отложения имеют низкие значения открытой пористости (0,42% и 0,47% в скважинах А и Б соответственно) и не могут рассматриваться в качестве потенциального коллектора.

Интересной особенностью обнаруженных радиолярий является присутствие в их полостях вытянутых пирамидально-призматических кристаллов кварца, который образуется путем последовательной трансформации аморфного опала радиолярий [4]. Трансформация происходит в твердой фазе, а скорость преобразования зависит от температуры, условий захоронения, потери, воды, тектоники региона, вулканической деятельности, химизма среды [5]. По данным М.С. Афанасьевой [4] пирамидально-призматические кристаллы кварца могли образовываться в скелетах радиолярий только при высоких температурах на стадии катагенеза. Согласно пиролитическим данным, обнаруженное ОВ доманиковых отложений находится на стадии МК₂₋₃: T_{\max} составляет 430–447 °С для скважины А и 440–445 °С для скважины Б при изменении водородного индекса от 500 до 200 мг ТОС/г породы. По данным молекулярных геохимических исследований источником подвижных углеводородов, обнаруженных в доманиковых отложениях скважины А, является ОВ самой толщи, что также подтверждает катагенетическую зрелость ОВ.

Таким образом, многочисленные остатки радиолярий, обнаруженные в отложениях доманикового горизонта, являлись одним из источников органического вещества, обеспечивающим нефтегазоматеринский потенциал толщи, а также значительно обогатили осадки биогенным кремнеземом, который впоследствии претерпел значительные постседиментационные преобразования. Данные геохимических исследований ОВ, наличие пирамидально-призматических кристаллов кварца во внутренних полостях радиолярий подтверждают, что отложения находятся в главной фазе нефтегазообразования. Пористость, образованная путём выщелачивания радиолярий в исследуемых толщах, незначительна, что связано с заполнением пустотного пространства кальцитовым и кремнистым цементом. Несмотря на то, что в рассмотренных отложениях присутствует большое количество микротрещин, трещинообразование здесь не привело к улучшению коллекторских свойств пород, так как трещины почти полностью минерализованы из-за далеко зашедших вторичных изменений.

Литература

1. Афанасьева М.С., Амон Э.О. Палеобиогеографические радиоляриевые провинции позднего девона // Литосфера. 2009. № 3. С. 75–79.
2. Тиссо Б., Вельте Д. Образование и распространение нефти. М: Издательство «Мир», 1981. 501 с.
3. Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Соколов Б.А., Хаин В.Е. Геология и геохимия нефти и газа. М: Издательство МГУ, 2000, 384 с.
4. Афанасьева М.С., Амон Э.О. Фоссилизация скелетов радиолярий // Серия «Геобиологические системы в прошлом, М: ПИН РАН, 2014, С.104–131.
5. Оброец С.М., Яшин И.А. Особенности формирования и распространения девонских отложений с остатками радиолярий в Припятском прогибе // Литосфера. №1(34). 2011. С. 82–93.

РОЛЬ СОВРЕМЕННОЙ ДОННОЙ ФАУНЫ В ПРОДУЦИРОВАНИИ И ТРАНСФОРМАЦИИ УГЛЕРОДА В ОСАДКАХ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

Согласно концепции академика А.П. Лисицына, бентосные организмы функционируют как глобальный биофильтр-3, создавая и модифицируя осадочное вещество на границе вода-дно [1, 2]. Бентос осуществляет такие седиментологические функции как биотурбация и биоирригация донных осадков. Донные беспозвоночные питаются детритом из придонных вод и из донных осадков. По типу питания выделяются следующие основные группы бентоса: фильтраторы-сестонофаги, питающиеся взвесью (включая остатки планктона) из придонных слоев воды; детритофаги-грунтоеды, собирающие органическое вещество с поверхности осадков и детрит из толщи грунта; хищники-плотоядные [3, 4].

Восточно-Сибирское и Лаптевых моря характеризуются наибольшей ледовитостью среди других морей. На основе геохимических индикаторов генезиса (*n*-алканов, $C_{орг}/N_{орг}$, $^{13}C/^{12}C$ и др.) установлено, что в донных отложениях преобладает терригенное органическое вещество (в среднем 62%) [5]. Этим морям свойственна невысокая первичная продукция, а также относительно низкие концентрации органического углерода в воде, взвеси и донных осадках [6]. Тем не менее, эти бассейны демонстрируют биологическое разнообразие и значительные суммарные биомассы бентических сообществ, достигающие на мелководье 330 экз./кв. м и 180 г/кв. м соответственно [7, 8, 9]. Однако специфическое влияние бентосных организмов на круговорот углерода и другие биогеохимические процессы на шельфе остается плохо изученным. В данной работе для выяснения роли бентосных организмов в цикле углерода в донной экосистеме выполнена сравнительная количественная оценка аккумуляции органического ($C_{орг}$) и карбонатного ($C_{карб}$) углерода в массовых бентосных таксонах и вмещающих донных осадках Восточно-Сибирского и Лаптевых морей.

Пробы донной фауны и осадков собраны по программе «Морские экосистемы Сибирской Арктики» в 69-м и 73-м рейсах НИС «Академик Мстислав Келдыш», проведенных Институтом океанологии им. П.П. Ширшова РАН в 2017–2018 г. г. [10]. Содержание общего углерода и $C_{карб}$ в 46 пробах организмов (детритофагах, грунтоедах и эврифагах) и 27 пробах донных осадках измеряли на приборе «Shimadzu TOC-L-CPN» с приставкой SSM-5000 (Япония); концентрацию $C_{орг}$ рассчитывали по разности между общим и $C_{карб}$. Погрешность прибора составляла в среднем 1%, воспроизводимость результатов анализов $\pm 5\%$. Перед началом серии анализов проводилась калибровка прибора и построение градуировочной прямой по стандартным растворам гидрофталата калия,

двум типам отечественных стандартных образцов донных осадков (СДО-2, СДО-3), и по международному стандартному образцу Soil Standard Peaty OAS B2176 (Великобритания).

Концентрации $C_{\text{орг}}$ и $C_{\text{карб}}$ в организмах варьируют в широких пределах. Максимальные концентрации $C_{\text{орг}}$ (44.36 мас.%) обнаружены в мягких тканях двустворчатых моллюсков *Portlandia arctica*. Целые тела ракообразных *Saduria sibirica*, а также иглокожих голотурий *Myriotrochus rinkii* без кишечника показали более низкие значения $C_{\text{орг}}$ – в среднем 31.7% и 29.92% соответственно. Напротив, раковины и целые тела *Portlandia arctica* обеднены органическим углеродом (1.5%, и 5.0 % соответственно), но содержат от 10.3% до 11.8% $C_{\text{карб}}$, т.е. они почти нацело сложены карбонатом кальция (85.8–98.3 мас. %, согласно стехиометрическому соотношению $\text{CaCO}_3/C_{\text{карб}}$). Целые тела иглокожих офиур и их тела без желудочно-кишечного тракта также в значительной мере (на 84.5% и 76.3% соответственно) состоят из CaCO_3 . Вмещающие донные осадки представлены алевритовыми илами со средним содержанием $C_{\text{орг}}$ 1.43%. Сопоставление средних концентраций $C_{\text{орг}}$ в целых телах и различных компонентах тел доминантных бентосных организмов и вмещающих осадках Лаптевых и Восточно-Сибирского морей показано на рис. 1.

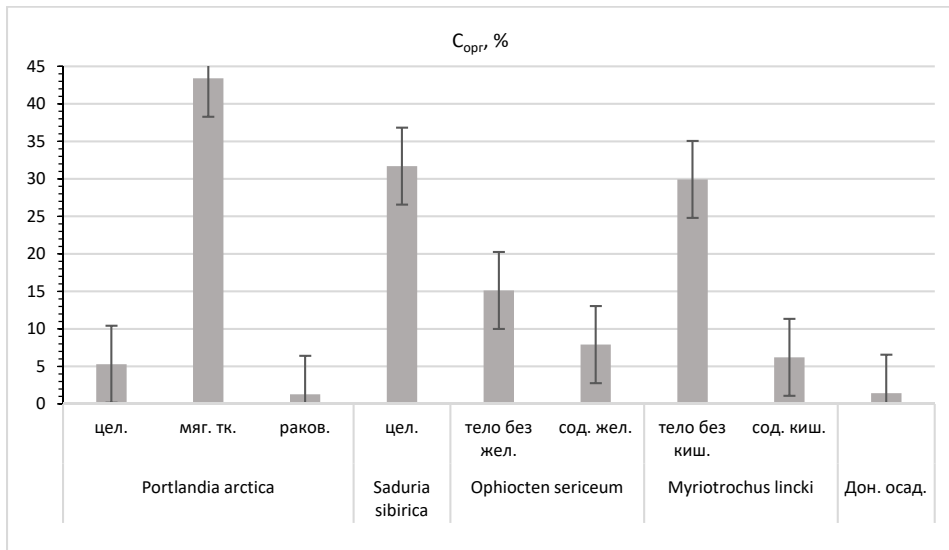


Рис. Сопоставление концентраций $C_{\text{орг}}$ в целых телах и органах исследованных бентосных организмов с донными осадками:

цел. – тело целиком; мяг. тк. – мягкие ткани; раков. – раковины; тело без жел. – тело без желудка; сод. жел. – содержимое желудка; тело без киш. – тело без кишечника; сод. киш. – содержимое кишечника; дон. осад. – донные осадки

Как видно из рисунка, концентрации $C_{\text{орг}}$ в различных компонентах тел донных организмов значительно (в 3–30 раз) выше (за исключением карбонатных раковин двустворчатых моллюсков), чем в осадках. Отсюда следует, что бентосные организмы служат важным источником $C_{\text{орг}}$ для осадков. С другой стороны, высокие концентрации $C_{\text{карб}}$ в раковинах двустворок и телах офиур, обеспечивающие их преимущественно карбонатный состав, свидетельствуют о важном вкладе этих организмов в круговорот кальция и карбонатного углерода в донной экосистеме. Следует отметить, что в содержимом желудков детритофагов офиур и кишечников грунтоедов голотурий мы обнаружили среднее содержание $C_{\text{орг}}$, в 4 раза превышающее таковое во вмещающих донных осадках. Это показывает, что в процессе метаболизма детритофаги и грунтоеды осуществляют биохимическую переработку осадков, обогащая содержимое желудков и кишечников органическим углеродом и возвращая его в осадки.

Количественную оценку биоаккумуляции $C_{\text{орг}}$ можно получить, используя биоаккумуляционный потенциал (БП) [11], который характеризует главное свойство живого вещества – продуцирование биомассы. БП оценивает способность организмов аккумулировать $C_{\text{орг}}$, исходя из их содержания в целом организме, умноженном на его биомассу (г на кв. м биотопа). БП рассчитывается по формуле: $\text{БП} = C_{\text{орг}} (\text{мкг/г}) \times \text{Биомасса} (\text{г/м}^2) \text{ биотопа}$. В условиях мелководья двустворчатый моллюск *Portlandia arctica* абсолютно доминирует [7, 9]. Мы рассчитали БП этого таксона со средней биомассой 58.4 г/м² на прибрежных станциях Восточно-Сибирского моря. Исходя из среднего содержания 5.98% $C_{\text{орг}}$ в целом теле *P. arctica*, получим $\text{БП} = 5.98\% C_{\text{орг}} \times 58.4 \text{ г/м}^2 = 3.5 \text{ г } C_{\text{орг}}/\text{м}^2$. Эта величина примерно в 8 раз больше, чем БП *P. arctica* (0.44 г $C_{\text{орг}}/\text{м}^2$), обитающей на внешнем шельфа моря Лаптевых [12], что при близком среднем содержании $C_{\text{орг}}$ (6.22%) соответствует гораздо более низкой здесь биомассе портландии. Полученные данные по биоаккумуляции $C_{\text{орг}}$ сопоставимы с таковыми для копеподового зоопланктона северо-восточной части Карского моря (3.47 г $C_{\text{орг}}/\text{м}^2$, наши неопубликованные данные).

Продуцирование карбоната кальция двустворчатыми моллюсками оценим на основе их биомассы и, принимая во внимание, что портландии в среднем на 92% состоят из CaCO_3 . Получим: $58.4 \text{ г/м}^2 \times 0.92 = 53.4 \text{ г/м}^2$. Эта величина по порядку величин соответствует оценке массы биогенного карбонатного углерода, создаваемой двустворчатым моллюском *Chamelea gallina* на северо-восточном шельфе Черного моря [13].

Таким образом, впервые сделана количественная оценка накопления органического и карбонатного углерода доминирующими бентосными сообществами в Лаптевых и Восточно-Сибирского морях. Выявлена важная седиментологическая функция организмов-детритофагов и грунтоедов, которая заключается в продуцировании органического и карбонатного углерода, биохимической переработке осадков, обогащении органическим углеродом продуктов метаболизма и возвращении их в осадки.

Работа выполнена в рамках Госзадания Министерства образования и науки РФ (тема № FMWE-2024-0020).

Литература

1. Лисицын А.П. Основные понятия биогеохимии океана. В кн. Биогеохимия океана. М.: Наука, 1983. С. 9–31.
2. Лисицын А.П. Потоки осадочного вещества, природные фильтры и осадочные системы «живого океана» // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 1. С. 15–48.
3. Зенкевич Л.А. Биология морей СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 739 с.
4. Нейман А.А., Карпинский М.Г. Влияние на бентос трофических отношений в шельфовом сообществе: трофическая структура и воздействие выедания // J. Siberian Federal University. Biology. 2013. № 6. С. 368–387.
5. Ветров А.А., Семилетов И.П., Дударев О.В., Пересыпкин В.И., Чаркин А.Н. Исследование состава и генезиса органического вещества донных осадков Восточно-Сибирского моря // Геохимия. 2008. № 2. С. 183–195.
6. Романкевич Е.А., Ветров А.А. Цикл углерода в Арктических морях России. М.: Наука. 2001. 302 с.
7. Денисенко С.Г., Сиренко Б.И., Гагаев С.Ю., Петряшов В.В. Донные сообщества: структура и пространственное распределение в Восточно-Сибирском море на глубинах свыше 10 м. В кн. Исследование морской фауны. Санкт-Петербург: Изд-во С-ПГУ. 2010. С. 130–143.
8. Vedenin A.A., Kokarev V.N., Chikina M.V., Basin A.B., Galkin S.V., Gebruk A.V. Fauna associated with shallow-water methane seeps in the Laptev Sea // Peer J. 2020. V. 8, e9018. <http://doi.org/10.7717/peerj.9018>
9. Kokarev V.N., Vedenin A.A., Polukhin A.A., Basin A.B. Taxonomic and functional patterns of macrobenthic communities on a high Arctic shelf: A case study from the East Siberian Sea. // J. Sea Res. 2021. V. 174. 102078. doi.org/10.1016/j.seares.102078.
9. Флинт М.В., Поярков С.Г., Римский-Корсаков Н.А., Мирошников А.Ю. Экосистемы морей Сибирской Арктики – 2018 (72 рейс научно-исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш») // Океанология. 2019. Том 59, № 3. С. 506–509.
10. Демина Л.Л., Галкин С.В. Биоаккумуляция микроэлементов в организмах донных биогеоценозов окислительных и восстановительных обстановок океана: сходство и различие // Геохимия. 2018. № 6. С. 572–585. DOI: 10.7868/S0016752518060067.
11. Demina L.L., Galkin S.V., and A. S. Solomatina A.S. Bioaccumulation of chemical elements and organic carbon in macrozoobenthic organisms of the Laptev Sea // Oceanology. 2024. Том 64. С. 9–26. DOI: 10.1134/S000143702401004.
12. Колочкина Г.А., Беляев Н.А., Любимов И.В., Ананьева М.С., Данилова Н.А. Поставка моллюсками карбонатного углерода в донные осадки северо-восточного шельфа Черного моря. Материалы XXV Международной Школы-Конференции по морской геологии. Москва, Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН. 13–17 ноября 2023, Том II, С. 154–158. ISBN 978-5-6051054-1-1 DOI: 10.29006/978-5-6051054-1-1-2023.

ФОРМИРОВАНИЕ ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИНАХ В КВАРТЕРЕ

Континентальные окраины Земли содержат гигантские объемы природного газа. Установлены значительные концентрации метана в верхней части разреза осадочного чехла в окраинных морях России и сопредельных стран [1]. Целый ряд исследований посвящен распространению криогенных и морских гидратов природного газа в акваториях. В последние годы появились сведения о наличии четвертичных газовых месторождений на континентальных окраинах [2, 3, 4]. Такие залежи обнаружены на континентальных окраинах южной части Северной Америки, северо-запада Европы, северо-востока Апеннинского полуострова, северо-востока Африки, юго-востока острова Новая Гвинея, северо-западной части острова Борнео. Эти месторождения развиты в пределах крупных нефтегазоносных бассейнов, отличаются небольшими размерами. Газ в большинстве скоплений биогенный, встречается также смесь биогенного и термогенного. Вполне возможно, что залежей значительно больше, просто они оказались за пределами основных планов изыскательских работ. Газовые месторождения квартера распространены и на пассивных (бассейн Атлантического океана), и на активных (бассейн Тихого океан) окраинах континентов, и в различных климатических поясах.

Четвертичный период сопряжен с кратким временным отрезком времени геологической истории Земли. Однако в это время происходят значительные изменения в соотношении площадей суши и морских акваторий, в рельефе, в водосборных площадях, в характеристиках осадков. Огромное значение имели колебания уровня океана на динамику осадочного материала. М.А. Левитан [5], рассматривая особенности изменения литологического состава осадков Мирового океана в плейстоцене, определяет, что в неоплейстоцене возрастает количество терригенного (особенно турбидитов) и вулканогенного материала по сравнению с эоплейстоценом. Отмечается и рост тектонической активности в этот период.

Нефтегазоносные бассейны, где встречены газовые залежи квартера, относятся к областям активной современной геодинамики, имеют мощный осадочный чехол ($\geq 10\ 000$ м), в большинстве случаев, расположены в сфере влияния крупных рек. Так, четвертичные газовые залежи располагаются на шельфе и в верхней части континентального склона (моря Северное и Норвежское, Адриатическое (зона влияния реки По), Южно-Китайское (зона влияния реки Барам), Коралловое (зона влияния рек Флай, Турама, Кикори), на континентальном склоне и его подножии (Мексиканский залив (зона влияния реки Миссисипи), Восточное Средиземноморье (зона влияния реки Нил)). Коли-

чество обломочного материала (т/год), приносимого реками к бассейнам с газовыми скоплениями квартера, распределяется следующим образом: река Миссисипи (до начала XX века, 400×10^6), река По (в квартере, $46,6 \times 10^6$), река Нил (до построения Асуанской плотины, 120×10^6) [6]. Общий приток терригенного материала в залив Папуа составляет 365×10^6 т/год [7].

В пределах этих газовых скоплений значения мощностей четвертичных осадков колеблются от 500 до 3500 м, также отмечены высокие скорости осадконакопления и расположение в погружающихся областях. Шельф проградировал в сторону моря [3].

Одной из особенностей, с которой связано формирование газовых месторождений в квартере, является проявление процессов соляной тектоники. В Мексиканском заливе, в Восточном Средиземноморье газовые залежи квартера располагаются в минибассейнах, образованных в результате движения соляной толщи. Миграция обусловлена избыточным давлением вышележающих отложений и тектонической активностью. Заполнение этих бассейнов происходит за счет действия мутьевых потоков, массового перемещения осадочного материала и оползней. Коллекторами служат отложения высокоплотных турбидитовых потоков [8, 9]. В Мексиканском заливе они успешно разрабатываются. В пределах глубоководного конуса выноса Нила к настоящему времени залежи в минибассейнах находятся на стадии исследования. В Северном море деформация пермских солей оказывает влияние на миграцию и аккумуляцию природного газа в верхней части осадочного чехла [10]. В центральной части Адриатического моря деформации триасового соляного массива вызывают нарушения вышележащих осадков, что приводит к мобилизации и миграции природного газа к поверхности морского дна, что проявляется в образовании грязевых вулканов и полей покмарков [11].

Месторождения, относящиеся к заполнению каналов мутьевых потоков, концентрируются локальными группами. Так размещены залежи (возраст гелазий-калабрий) на шельфе северо-восточной окраины Апеннинского полуострова (месторождения Porto Corsini Mare Est and Ovest, Porto Garibaldi, Amelia, Barbara). Они успешно разрабатываются. Происхождение этих скоплений природного газа обусловлено действием мутьевых потоков, доставляющих наносы реки По к структурам краевого прогиба складчато-надвигово пояса Северных Апеннин [12]. В западной части конуса выноса реки Нил (месторождения верхней части континентального склона Simian, Scarab, Rosetta, Saffron) сформировались в самом начале четвертичного периода (гелазий) вследствие поступления наносов реки Нил в систему каналов мутьевых потоков, развитых по тектоническим дислокациям, относящихся к разломной зоне Rosetta [13].

В заливе Папуа четвертичные месторождения Kidukidu (глубина моря 98 м), Nagana (глубина моря 105 м), Flinders (глубина моря 189 м) связаны с отложениями дельты реки Флай [14, 15].

Особенно ярко характерные черты квартера проявились в отложениях континентальной окраины Северо-запада Европы. Здесь зафиксированы 3 газовых залежи в четвертичных отложениях. Это месторождения: Peon (Норвежский желоб), Aviat (Северное море) и крупное скопление природного газа в отложениях ледника в нефтегазоносном районе Haltenbanken (Норвежское море). Все эти залежи сформированы на стадии отступления ледникового покрова [4].

Исходя из вышеизложенного, следует отметить, что газовые месторождения квартера формировались в областях активной геодинамики, в мощных толщах этого возраста. Значительное влияние на миграцию природного газа оказывает соляная тектоника.

Однако можно привести примеры, когда при таких же условиях залежи квартера не образуются. Это бассейн востока моря Бофорта, где многолетнемерзлые породы и криогенные гидраты природного газа блокируют его поступление в четвертичный покров. В акваториях Каспийского моря и Бенгальского залива мощная толща мелкообломочного материала квартера служит хорошей покрывкой для плиоценовых месторождений.

Благодарности. Автор искренне признателен Ю.А. Лаврушину за ценные советы и конструктивные замечания.

Исследования проведены в соответствии с планами научно-исследовательских работ ГИН РАН: «Фундаментальные проблемы тектонических, литогенетических процессов формирования складчатых структур Северо-Востока Азии» (тема FMMG-2023-0010).

Литература

1. Богоявленский В.И., Кишанков А.В. Опасные газонасыщенные объекты на акваториях Мирового океана: море Бофорта, шельф Северного склона Аляски // Арктика: экология и экономика. 2023. Т. 13, № 2. С. 201–210.
2. Забанбарк А., Лобковский Л.И. Геологическое строение и нефтегазоносность современных и древних континентальных окраин Атлантического океана. М.: Научный мир. 2022. 288 с.
3. Друщиц В.А. Газовые месторождения квартера на континентальных окраинах // Бюлл. Комис. по изуч. четв. периода. М.: ГЕОС. 2023. № 81. С. 5–27.
4. Bellwald B., Planke S., Vadakkepuliymbatta S. et al. Quaternary and Neogene Reservoirs of the Norwegian Continental Shelf and the Faroe-Shetland Basin // First Break. 2022. V. 40, № 6. P. 43–54.
5. Левитан М.А. Плейстоценовые отложения Мирового океана. М.: РАН. 2021. 408 с.
6. Milliman J.D., Syvitski J.P.M. Geomorphic/Tectonic Control of Sediment Discharge to the Ocean: The Importance of Small Mountainous Rivers // The Journal of Geology. 1992. V. 100. P. 525–544.

7. Crockett J. S., Nittrouer C. A., Ogston A. S. et al. Morphology and filling of incised submarine valleys on the continental shelf near the mouth of the Fly River, Gulf of Papua // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. F01S12, doi:10.1029/2006JF000674.
8. Dolson J.C., Shann M.V., Matbouly S.I. et al. Egypt in the Twenty-First Century: Petroleum Potential in Offshore Trends // *GeoArabia*. 2000. V. 6, № 2. P. 211–230.
9. Weimer P., Bouroulllec R., Adson J. et al. An overview of the petroleum systems of the northern deep-water Gulf of Mexico // *AAPG Bulletin*. 2017. V. 101, №. 7. P. 941–993.
10. Römer M., Blumenberg M., Heeschen K. et al. Seafloor Methane Seepage Related to Salt Diapirism in the Northwestern Part of the German North Sea // *Front. Earth Sci // Front. Earth Sci*. 2021. V. 9:556329. doi: 10.3389/feart.2021.556329.
11. Geletti R., Del Benw A., Busetti M. et al. Gas seeps linked to salt structures in the Central Adriatic Sea // *Basin Research*. 2008. V. 20. P. 473–487.
12. Cazzini F., Zotto O., Fantoni R. O. et al. Oil and gas in the Adriatic forland, Italy // *Jour. of Petroleum Geology*. 2015. V. 38. P. 255–279.
13. Sharaf E., Korrat I., Seisa H. et al Seismic Imaging and Reservoir Architecture of Sub-Marine Channel Systems Offshore West Nile Delta of Egypt // *Open Journal of Geology*. 2014. V. 4. P. 718–735.
14. Oil Search finds gas at Kidukidu 1 prospect in Papua New Guinea // August 31, 2013. www.sweetcrudereports.com.
15. Oil search overview. CLSA Investors' Forum. September 2019. P. 3, 30. www.oilsearch.com.

МОРФОЛОГИЯ И ВОЗМОЖНЫЙ ОБЪЕМ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ В РИФАХ РАЗЛИЧНОГО ТИПА

Рифы – это сложные геологические тела, для формирования которых необходимо сочетание ряда равнозначных и взаимосвязанных природных условий.

Значительное количество ископаемых сооружений являются месторождениями нефти и газа, причем, немалая доля установленных месторождений крупные, в ряде случаев гигантские, поэтому исследование условий формирования рифов и детализация строения связанных с ними природных резервуаров имеет как научное, так и прикладное значение.

Существуют два основных морфологических типа рифов: одиночные изолированные сооружения и рифы протяженных систем – краевые, барьерные. Морфологические характеристики рифов контролируются тектоникой.

Дело в том, что обязательным условием для зарождения и развития сооружения является наличие основания, цоколя – локального, пусть и малоамплитудного возвышения над дном бассейна, чаще всего тектонического происхождения: локальные антиклинальные складки, подводные вулканы, зоны разделения дна бассейна на мелководную и относительно более глубоководную части и др. Эти приподнятые более освещенные участки колонизируются организмами, и начинается очень быстрое биогенное карбонатонакопление. Впоследствии, в зависимости от природы цоколя и глубины бассейна и формируются рифы разных морфологических типов. Так, в глубоководных условиях при интенсивном прогибании образуются мощные изолированные одиночные бассейновые рифы. Находясь в одинаково глубоководной обстановке со всех сторон, рифы вырастают относительно симметричными в поперечном сечении, а при активном прогибании достигают значительных высот (староскольские рифы Нижнего Поволжья, нижефранский риф Джуди Крик, среднефранский риф Редуотер Западно-Канадского бассейна, нижепермские рифы Ишимбай, Столяровский, Совхозный Предуральяского прогиба и др.) [1, 2, 3]. В более мелководных зонах бассейна, дно которого не является идеально плоским, на изолированных положительных формах рельефа также могут развиваться обособленные одиночные симметричные рифы небольшой высоты (нижепермские Уметский, Чухонастовский, Антиповский рифы Волгоградского Поволжья и др.) [4].

В пределах линейных зон тектонически обусловленного расчленения дна бассейна на мелководную и относительно более глубоководную части возникают (рис. 1А) асимметричные рифовые системы. Значительная протяженность пограничных зон обуславливает и протяженность рифовых систем – барьерных, краевых, иногда превышающих 1000 км. Асимметрия их про-

фильного сечения определяется местоположением – склон, обращенный к глубоководной области крутой с весьма существенным превышением кровли рифа над дном бассейна, в то время как противоположный склон пологий, и превышение его кровли над дном бассейна незначительно. Примерами подобных систем служат нижнекембрийские рифы Непско-Ботуобинской и Байкитской антеклиз Сибирской платформы, среднедевонские барьерные рифы группы Эльк Пойнт – Кег Ривер, Прескуэл и др. Западной Канады, главная верхнедевонская краевая рифогенная зона – «Ухтинский барьер» Печорской синеклизы, нижнепермские рифы Предуралья Краевого прогиба и Прикаспийского котловинного моря 3, среднепермские рифы Центральной платформы Пермского бассейна США [2, 5, 6, 7]

И в том, и в другом случаях конкретное положение массивов – локальные поднятия.

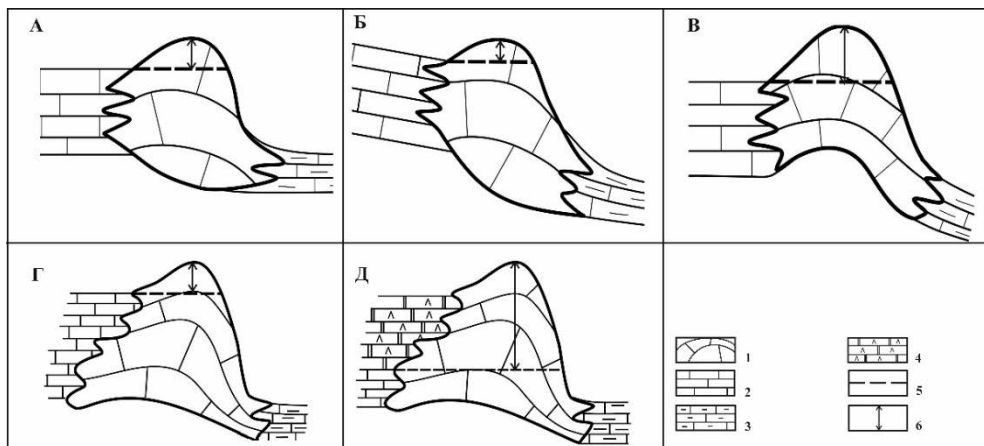


Рис. 1. Возможный объем резервуаров асимметричных рифов: первичный седиментационный (А), сформированный в результате региональных (Б) и локальных (В) пострифовых тектонических движений; в условиях гумидного (Г) и аридного (Д) климата:

1 – рифы, 2 – биокластовые известняки зарифового водоема, 3 – глинисто-кремнисто-карбонатные предрифовые отложения, 4 – непроницаемые пелитоморфные доломиты и сульфаты зарифового бассейна – флюидоупоры, 5 – возможный контур нефтегазоносности, 6 – высота залежи

Продуктивными могут быть рифы обоих морфолого-генетических типов, однако строение и, соответственно, полезный объем связанных с ними резервуаров существенно различны. Высота и объем резервуаров одиночных изолированных рифов примерно приблизительно равны высоте и объему сооружений, и чаще всего весьма значительны. Последующие региональные и локальные пострифовые тектонические движения влияния на полезный объем практически не оказывают.

Совсем иная картина в случае резервуаров асимметричных систем. Полезный объем потенциального резервуара определяется значением превышения кровли рифа над кровлей синхронных зарифовых отложений, так как последние часто бывают проницаемыми. Более того, величину замкнутого объема могут существенно сократить региональные пострифовые тектонические движения, чаще всего вызывающими интенсивное прогибание глубоководных областей, что приводит к региональному наклону слоев в сторону депрессии. В результате наклоняется и риф, теряя полезное пространство (рис. 1 Б). Локальные пострифовые воздымающие движения, напротив, могут увеличить амплитуду поднятия, в том числе, и с зарифовой стороны, существенно увеличивая высоту резервуара (нижнепермские Токаревский, Цыганковский, Западно-Тепловский рифы Прикаспия и др.) (рис. 1 В) [3, 8].

Таким образом, важнейшую роль в формировании рифовых природных резервуаров нефти и газа играет тектонический фактор: именно тектоникой определяется локализация сооружения, а, следовательно, и его морфологический тип, пострифовые тектонические движения практически нейтральны по отношению к изолированным симметричным рифам; в случае асимметричных рифов региональные движения могут значительно сократить, а локальные существенно увеличить полезный объем потенциальной ловушки.

Не менее важную роль в образовании рифовых резервуаров играет климат. Прежде всего, влияние климата проявляется в асимметричных рифах. Именно в условиях гумидного климата в зарифовом бассейне с карбонатной седиментацией формируются проницаемые биокластовые и вообще зернистые известняки (рис. 1 Г). В аридном же климате зарифовые бассейны характеризуются повышенной соленостью, где реализуется осаждение пелитоморфного доломита, иногда с прослоями гипса или ангидрита. Такие плотные, непроницаемые породы создают фланговый экран, что увеличивает объем резервуара на величину мощности этих отложений (Гремяченский риф нижней перми Прикаспийской впадины) (рис. 1 Д).

И, конечно же, климат определяет состав толщ выполнения рифового рельефа, которые служат флюидоупорами для рифовых ловушек: как правило, в условиях гумидного климата состав толщ выполнения глинистый, в аридных же условиях – сульфатно-солевой.

Литература

1. Габдрахманов Р.М. Рифовые массивы юга Башкирского Приуралья и перспективы нефтегазоносности края платформы // Труды УфНИИ. Вып. XV. Уфа, 1965. С. 251–259.
2. Кузнецов В.Г., Журавлева Л.М. Рифовые образования Западно-Канадского бассейна и их нефтегазоносность // Литология и полезные ископаемые, 2018. № 3. С. 257–273.
3. Журавлева Л.М. Палеогеографические типы нижнепермских рифов юго-востока Восточно-Европейской платформы и их нефтегазоносность // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2020, № 2 (338). С. 13–18.

4. Кузнецов В.Г., Хенвин Т. И. Некоторые черты геологического строения Южноуметского рифа (Нижнее Поволжье) // Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1967. № 2. С. 21–25.
5. Кузнецов В.Г., Илюхин Л.Н., Постникова О.В. и др. Древние карбонатные толщи Восточной Сибири и их нефтегазоносность. М.: Научный мир, 2000. 104 с.
6. Меннер В.Вл. и др. Региональные особенности размещения рифогенных образований и новая модель литофациальной зональности во франских и нижефаменских толщах Хорейверской впадины // Рифогенные зоны и их нефтегазоносность. М.: ИГиРГИ, 1991. С. 56–72.
7. Леворсен А. Геология нефти и газа / М.: Мир, 1970. 640 с.
8. Исказиев К.О., Хафизов С.Ф., Ляпунов Ю.А. и др. Позднепалеозойские органогенные постройки Казахстанского сегмента Прикаспийской впадины. М.: ЛЕНАНД, 2019. 250 с. Авт.: К.О. Исказиев, С.Ф. Хафизов, Ю.В. Ляпунов, Д.О. Алмазов, Л.А. Савинова, М.П. Антипов.

ОСОБЕННОСТИ ГИПЕРГЕННОГО И ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ИЗМЕНЕНИЯ ОСНОВНОЙ МАССЫ КИМБЕРЛИТОВ

Кимберлитовые трубки, дайки, жилы и силлы в большинстве случаев представляют собой породы в различной степени измененные постмагматическими и гипергенными процессами [1–3]. Образовавшиеся при этом новообразования относятся к вторичным минералам, которые являются главными порообразующими компонентами, слагающими основную массу пород [4–7]. Новые сведения о процессах вторичного минералообразования получены нами [8–10] в результате изучения разрабатываемых коренных месторождений алмазов в Малоботуобинском (МБАР), Далдыно-Алакитском (ДААР) и Средне-Мархинском (СМАР) алмазоносных районах. Для сравнения изучались также кимберлитовые породы из других диатрем как Сибирской (СП), так и Восточно-Европейской (ВЕР) и Африканской (АП) платформ. В кимберлитовых породах древних платформ Мира идентифицировано и комплексно изучено с помощью современных методов исследований [11–15] более 60 минералов-новообразований, входящих в классы оксидов и гидроксидов, сульфидов, силикатов и алюмосиликатов, боратов, фосфатов, карбонатов и хлоридов. Установлена значительная степень постмагматического и гипергенного преобразования кимберлитовых пород, которые из-за обилия вторичных минералов (до 95%) по сути являются апокимберлитами [6]. Наибольшим изменениям в апокимберлитах подвержена основная масса пород, в которой доминируют серпентин, кальцит и слюдястые образования. Эти минералы являются главными компонентами серпентинизации, хлоритизации и карбонатизации – основных процессов постмагматических преобразований кимберлитовых пород. При *серпентинизации* кимберлитов наблюдается псевдоморфное и непсевдоморфное замещение слагающих их минералов. Минералы группы серпентина образуются: а) по основной массе пород; б) в результате метасоматических преобразований оливина I и II генераций, пироксенов и ксенолитов терригенно-карбонатных пород; в) за счет гидротермально-метасоматических процессов. Серпентин основной массы кимберлитов отмечается в двух модификациях: интерсертальной и псевдоморфной. Наблюдаемые карбонат-серпентиновые псевдоморфозы по оливину формируются при замещении сначала серпентином, по которому затем развивается карбонат. Непсевдоморфный серпентин возникает при повторной переработке кимберлитовых пород. В кимберлитах установлены лизардит, хризотил и септохлорит. В результате *карбонатизации* кимберлитов возникают кальцит, доломит, арагонит и пироаурит. Кристаллизация распространенного в кимберлитах кальцита связана с различными стадиями формирования диатрем. По способу образования минерал разделяется

на: а) кальцит, доминирующий в основной массе пород; б) метасоматический кальцит как продукт карбонатизации некоторых минералов кимберлитов; в) поздний гидротермальный кальцит, выполняющий пустотно-трещинные образования. *Доломит* в кимберлитовых породах образует мелкозернистые агрегаты и ассоциирует с кальцитом и серпентином. *Арагонит* встречающийся в виде различных выделений в жилах и прожилках, в основной массе отмечен в качестве незначительной примеси. *Пироаурит* развивается в основной массе кимберлитов, в псевдоморфозах по оливины, в ксенолитах различных пород, а также в прожилковых выделениях. Нередко пироаурит является [5] характерным минералом основной массы кимберлитов, образуя с серпентином, кальцитом и другими новообразованиями отдельные блоки голубоватой окраски.

В кимберлитовых породах флогопит относится к одному из наиболее распространенных минералов. В большинстве диатрем флогопит является постоянным минералом, большая часть которого в основной массе хлоритизирована. Средние содержания флогопита изменяются от 0 до 20%, а у хлоритов – от 1 до 10%. Наиболее равномерно флогопит распределен в основной массе трубок Мирнинского (Мир и Интернациональная), Накынского (Ботубинская и Нюрбинская), Алаakit-Мархинского (Айхал и Юбилейная) и Далдынского (Удачная) полей. Неоднородность распределения флогопита и хлорита свойственна большинству кимберлитовых тел Верхне-Мунского и Далдынского полей, из которых трубки Зарница и Долгожданная выделяются слабым развитием как флогопита, так и хлорита. Наиболее хлоритизированы кимберлитовые породы трубок Ботубинская, Нюрбинская, Фестивальная, Сытыканская, Деймос и др. Исходя из числа образовавшихся в основной массе слюдястых образований и их средних содержаний, можно утверждать, что не менее половины флогопитов, входящих в состав основной массы кимберлитов Накынского поля (трубки Нюрбинская, Ботубинская и тело Майское) хлоритизированы. Для большинства трубок Алаakit-Мархинского, Далдынского и Верхне-Мунского полей свойственна обильная хлоритизация слюд. Такие минералы, как тальк, амакинит, кварц, гипс, галит, ангидрит, барит и др. не имеют устойчивых тенденций к распространению в основной массе кимберлитов различных трубок и полей. Исключением является брусит, наиболее интенсивное проявление которого отмечено в диатремах Далдынского (Удачная) и Верхне-Мунского (Новинка и Поисковая) полей. В кимберлитах брусит возникает как при серпентинизации породы, так и в результате воздействия гидротермально-метасоматических растворов на заключительных этапах постмагматической переработки кимберлитов. В небольшом количестве в кимберлитах встречается тальк.

Характер и интенсивность развития вторичных минералов в основной массе кимберлитовых пород СП показывает [4–6] разнообразие процессов карбонатизации и хлоритизации. Серпентиновые минералы в кимберлитах

представлены в основном лизардитом, хризотилом и Al-серпентином (септохлоритом). Серпентинизация оливина происходит при температурах не выше 500 °С даже при высоких давлениях. Лизардит образуется при температуре 400–500 °С, а хризотил – при более низких температурах. Проведенными экспериментальными исследованиями процессов серпентинизации установлено, что в кислой среде большая часть оливина замещается лизардитом, в кремнесодержащей щелочной – антигоритом и хризотилом, в нейтральной – лизардитом и хризотилом. Судя по этим и другим минералам, для кимберлитов отмечается закономерное изменение среды метасоматизирующих растворов от кислой через нейтральную до щелочной. Различные кимберлитовые поля СП существенно различаются по содержанию отдельных разновидностей серпентинов. Так, наиболее часто Al-серпентин встречается в трубках Далдынского поля, постепенно снижаясь в диатремах в направлении от Верхне-Мунского, Мирнинского, Накынского до Алакит-Мархинского полей. Наибольшие концентрации минерала отмечены в кимберлитах трубок Зарница и Фестивальная. В трубках Ботуобинская, Нюрбинская, Заполярная и Айхал выявлена тенденция к увеличению количества проб, содержащих Al-серпентин при переходе от порфировых кимберлитов к автолитовым кимберлитовым брекчиям и далее к кимберлитовым туфобрекчиям. Однако в отдельных диатремах один и те же типы пород, относящиеся к разным диатремам, могут существенно различаться по степени распространения Al-серпентина. Многократная смена рН-условий среды в период становления кимберлитов является основной причиной развития дефектов в структуре серпентинов. Количество серпентинов с низкой, средней и высокой степенью дефектности может в определенной мере характеризовать уровень стабильности постмагматических преобразований кимберлитов. Наиболее часто дефектные серпентины встречаются в основной массе кимберлитов трубок Айхал (Алакитское поле) и Нюрбинская (Накыньское поле). Эти месторождения подобны по степени распространения Al-серпентина, но существенно отличаются по уровню развития лизардита и хризотила. В основной массе кимберлитов трубки Айхал преобладает хризотил, в то время как в диатреме Нюрбинская более развит лизардит.

Для получения более полных сведений о составе основной массы пород в кимберлитах различных глубин проведено сравнение прожилковой минерализации и преобладающих вторичных минералов основной массы этих же разрезов. Четкой закономерности в распределении вторичных по разрезу глубоких горизонтов трубки Мир не установлено, хотя нередко вместо исчезнувших новообразований появляются другие. Однако можно сделать некоторые выводы: а) гипс установлен только в верхней части диатремы (до глубины 625 м); б) целестин также приурочен к верхней части разрезка (интервал 615–660 м); в) ассоциирует с целестином ограненный кальцит; г) в ассоциации с галитом обычно находится ангидрит и реже гипс; д) сульфиды железа встречаются

совместно с гипсом; ж) пирроаурит прослеживается на всю глубину описываемого разреза и ассоциирует с гидроксидами железа, замещающими его. Судя по другим скважинам, галит в трубке Мир резко преобладает над иными вторичными минералами, причем отмечен изменчив состав его ассоциаций. Так, если в разрезе скв. 50 с галитом встречаются гидроксиды железа и ангидрит, то в разрезе, вскрытом скв. 62 развит только галит. В этих скважинах не обнаружен пирроаурит. В скв. 52 вместе с галитом встречены сульфиды железа и пирроаурит. Пересчет химических анализов кимберлитов глубоких горизонтов трубки Мир показал количественные колебания в составе основных породобразующих новообразований. Анализ проб из разреза, вскрытого скв.М-55, показал, что CaSO_4 (до 15%) присутствует в кимберлитовых породах верхней части разреза (380–430 м), значительно уменьшаясь в его нижней части (440–540 м), где его концентрация меняется в пределах 3–11%. Содержание кальцита здесь колеблется ещё больше (от 2 до 28%). Отмечается приуроченность его максимальных содержаний к низам разреза (500–520 м). Концентрация серпентина здесь значительна (50–60%), снижаясь в нижних частях до 35%.

Обобщая результаты комплексного изучения новообразований на глубину некоторых трубок, можно отметить, что вторичные минералы ведут себя по-разному. В одних случаях (трубка Удачная) пока не установлены четкие закономерности смены ассоциаций как породобразующих компонентов, так и минералов-примесей. Установленная неравномерность серпентинизации оливина, связана в основном с чередованием в разрезах блоков пород с различной трещиноватостью. Образование блоков плотных кимберлитов нередко связано с процессами наложенной карбонатизации пород. В других случаях (трубки Сытыканская, Мир и др.) установлены довольно четкие закономерности в распределении как породобразующих новообразований основной массы пород, так и прожилковой гидротермальной минерализации. Это позволяет использовать отмеченные закономерности в распределении минералов-новообразований для типизации кимберлитовых пород. Несмотря на нервномерное в целом распределение ряда вторичных минералов (как по литорали, так и по вертикали трубок), намечаются некоторые закономерности в их размещении, т.е. возникает возможность выделения определенных зон. Эта зональность возникла в результате постмагматического преобразования исходных пород и является продуктом минералообразующих процессов, которые могли быть не синхронны по времени и протекали в различных физико-химических условиях, вследствие чего более этапы вторичного минералообразования наложились на проявления более ранних. Доступная для исследований часть кимберлитовых длатрем Сибирской платформы претерпели в процессе своего формирования неоднократные изменения. В зависимости от конкретных условий минералообразования закономерности распределения вторичных минералов на различных стадиях формирования трубок были разными и опреде-

лялись несколькими факторами, главными среди которых являются: геологическое строение кимберлитовых тел, состав кимберлитов и вмещающих их пород, гидродинамические и климатические условия районов развития кимберлитового магматизма и степень проникновения глубинных эманаций. В результате комплексного изучения основной массы каждой кимберлитовой диатремы наблюдается доминирование индивидуального характера развития минералов над их общими свойствами, главными среди которых является преобладание серпентин-кальцитовых, кальцит-серпентиновых, хлорит-серпентиновых ассоциаций и уровень распространения Mg-Fe-разновидностей флогопита в основной массе кимберлитовых пород. Отличие кимберлитовых тел обусловлено интенсивностью развития и равномерностью распределения доминирующих вторичных минералов и их разновидностей (кальцита, доломита, пироаурита, флогопита, хлорита, лизардита и хризотила). Существуют отличия в составе основной массы и вторичных минералов кимберлитов не только в разных трубках, но и в плане их отдельных тел и даже блоков. Охарактеризованы наиболее распространенные в кимберлитовых породах ассоциации новообразований, состоящие из двух и более минералов, большинство из которых являются парагенетическими, что позволило решить некоторые вопросы их постмагматического преобразования. Минералого-петрологические исследования кимберлитов позволили установить, что процессы серпентинизации, карбонатизации, хлоритизации и бруситизации в каждой диатреме имеют индивидуальный характер. Важными результатами проведенных исследований являются рекомендации по возможностям использования вторичных минералов кимберлитов для определения величины эрозионного среза диатрем. Различные варианты использования основных закономерностей выветривания силикатных пород, свойств глинистых минералов, типоморфных особенностей слюдистых минералов в древних корах выветривания на образованиях различного генезиса и состава. Типоморфные особенности флогопита и продуктов его превращения (хлорита) имеют важное значение для совершенствования методики прогнозирования и поисков алмазных месторождений.

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 государственного университета. Геология. 2000. № 3.(9). С. 37–55.
3. Зинчук Н.Н. Особенности петрографического изучения кимберлитовых пород // Отечественная геология. 2022. № 4. С. 34–49.
4. Зинчук Н.Н. Кора выветривания и их роль в формировании посткимберлитовых осадочных толщ // Руды и металлы. 2022. № 2. С. 100–120.

5. Зинчук Н.Н. О специфике глинистых минералов в осадочных формациях // Вестник Пермского университета. Геология. 2022. № 1. С. 10–23.
6. 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.
7. Зинчук Н.Н., Зуев В.М., Коптиль В.И., Чёрный С.Д. Стратегия ведения и результаты алмазопроисковых работ // Горный вестник. 1997. № 3. С. 53–57.
8. Зинчук Н.Н., Мельник Ю.М., Серенко В.П. Апокимберлитовые породы // Геология и геофизика. 1987. № 10. С. 66–72.
9. 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.
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. P. 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. P. 576–588.

ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПЕРВИЧНЫХ МИНЕРАЛОВ КИМБЕРЛИТОВ ПРИ ОЦЕНКЕ АЛМАЗОНОСНОСТИ ДРЕВНИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Существует огромное количество методов изучения минералов, в том числе и индикаторных минералов кимберлитов (ИМК), из которых наиболее распространенными являются [1–4]: физиографические; определения химического состава минералов (включая геохимические и определения микропримесей); физические и структурные. Крупные *пиропы* чаще всего более богаты TiO_2 и соответствуют пироксенитовым ассоциациям [5–7]. В составах гранатов из трубок Далдынского поля (ДКП) проявляется тренд $Cr_2O_3 - CaO$ в пределах лерцолитового поля. Составы гранатов из кимберлитовых трубок Алаakit-Мархинского поля (АМКП) образуют протяженный тренд в пределах лерцолитового поля, субкальциевые гранаты появляются в массовых количествах, начиная с 6% Cr_2O_3 . В трубке Сытыканская хромистые гранаты менее обогащены кальцием. Субкальциевые гранаты характерны для глубинных минеральных парагенезисов трубки Юбилейная. Наиболее богаты субкальциевыми гранатами кимберлиты трубки Айхал. В составах гранатов из трубок Верхне-Мунского поля (ВМКП) лерцолитовый тренд хорошо выражен лишь до 6,5% Cr_2O_3 . Гранаты из кимберлитовых трубок Накынского поля (НКП) на диаграмме $Cr_2O_3 - CaO$ образуют протяженный лерцолитовый тренд до 10–12% Cr_2O_3 и параллельный ему в области гарцбургитовых составов. Дунитовые парагенезисы с низкими содержаниями CaO встречаются при содержаниях Cr_2O_3 10–12% в кимберлитах трубки Ботуобинская и редки в трубке Нюрбинская. Обоим диатремам свойственны алмазоносные парагенезисы с альмандином (~24–26% FeO), которые составляют нередко более 50% тяжелых минералов [8–10]. *Хромдиопсид*, являющийся чутким индикатором условий магмообразования, встречается во всех трубках. Его реликты можно обнаружить даже в кимберлитах высокой степени серпентинизации. Вариации состава *клинопироксенов* из кимберлитов ДКП показывают, что более железистые (~4% FeO), но малохромистые клинопироксены в кимберлитах, отвечают гранат-шпинелевым и шпинелевым перидотитам. В трубках Долгожданная и Иреляхская глубинные Cr -диопсиды из перидотитов образованы в процессе магматического замещения силикатным железистым расплавом с уменьшением доли Cr_2O_3 и Na_2O . Хромистые пироксены (до 6% Cr_2O_3) близки по составу к космохлору [11–13]. Дополнительным показателем принадлежности к мантийным метасоматитам является повышенная хромистость *ильменитов*. Анализ состава ильменита из различных кимберлитовых трубок, специфика распределения концентраций основных компонентов (TiO_2 , MgO , NiO , Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 ,

MnO, V₂O₅), а также высокозарядных элементов-примесей – Nb, Ta, Hf, Y и, как правило, REE, являются показателем условий фракционирования кимберлитового расплава в магматических камерах и в продвигающейся колонне кимберлитовых масс в основании литосферы [14–16]. Важную роль в определении условий мантийного петрогенезиса, продуцирующего кимберлитовые расплавы, играет *хромит*, тренды которого имеют четко выраженные зависимости от давления, которое коррелирует с хромистостью; выявлена тенденция обогащения хромом в ранних микрофенокристаллах, а Fe и Ti – на более поздних стадиях. Включения хромита в алмазах всегда высокохромисты: Cr₂O₃ составляет более 60 мас.%. На диаграммах Cr₂O₃ – Al₂O₃ хромиты обычно обнаруживают четко выраженные обратные зависимости. Для *хромшпинелидов* трубки Зарница ДКП наблюдается расщепление тренда составов на обогащенный ульвошпинелевым компонентом и более характерный для рядом расположенной трубки Удачная. При этом тренд составов хромитов из трубки Зарница, как и ильменитов, проявляет дискретный характер, а трубки Удачная – более непрерывный ряд составов, вплоть до 10 мас.% Cr₂O₃ – значений шпинелевой фации. *Шпинелиды* из кимберлитов трубки Юбилейная также обнаруживают вариации составов. Подобный тренд проявлен и для хромшпинелидов и верхней части мантийной колонны. Шпинелиды из трубки Айхал также обнаруживают сходный тренд расщепления. В Малоботуобинском алмазоносном районе (МБАР) кимберлитовые тела (за исключением трубки Интернациональная) отличаются редкой встречаемостью хромшпинелидов. Тренд состава хромитов трубки Интернациональная проявляет четкое деление на отдельные интервалы с существенным расщеплением [17–19]. Судя по вариациям составов хромитов из трубки Заполярная Верхне-Мунского кимберлитового поля, практически вся перидотитовая колонна верхней мантии подвержена взаимодействию с жильной системой с обогащением и разогревом. Эти же процессы можно предположить по гомогенному тренду составов клинопироксена и данным термобарометрии. Для трубки Нюрбинская НКП тренд обогащения ульвошпинелевым миналом очень крутой и состоит из двух отрезков. В менее глубинной части интервала степень взаимодействия поднимающихся протокимберлитовых масс менее выражена. Возможно на более значительной глубине из этих расплавов вместо ильменита кристаллизовалась ульвошпинель, при достаточно высоких степенях окисления и высоких температурах, чем объясняется отсутствие ильменитовых мегакристаллов в кимберлитах НКП. Для каждого типа кимберлитовых пород, слагающих трубки, количество ИМК алмазной ассоциации пропорционально алмазоносности той или иной разновидности кимберлита. Высокоалмазоносные кимберлитовые тела этой группы характеризуются содержанием не менее 5% гранатов алмазной ассоциации. Обособляющиеся от них высокоалмазоносные кимберлиты НКП характеризуются пониженным содержанием гранатов алмазной ассоциации.

Главная их особенность – преобладание низкохромистых разновидностей, оставляющих не менее 66 % от общего количества, при появлении зерен с $Cr_2O_3 \geq 12$ мас.%. В кимберлитах этого поля, характеризующихся снижением роли первых двух минералов, важное индикационное значение принадлежит хромшпинели [20–22].

Очень важным является комплексное изучение *алмаза* – минерала с широким комплексом физико-химических, кристалло-морфологических и других особенностей, отражающих своеобразие термодинамических и геохимических условий его образования, которые могут быть использованы в качестве типоморфных. Алмазы из отдельных кимберлитовых тел (а нередко и из различных минералого-петрографических разновидностей кимберлитов в одном из месторождений) довольно существенно отличаются по ряду типоморфных особенностей. Зная свойства алмазов из кимберлитовых тел, можно с большой долей уверенности решить вопрос о коренных источниках изучаемой россыпи или группы россыпей. Современные методы исследования алмазов дают возможность получить большой объем информации об условиях их образования, последующего существования и изменения, что имеет важное значение при прогнозировании, поисках и оценке алмазных месторождений. Из большого спектра этих особенностей наиболее информативными и относительно легко диагностируемыми являются: морфология, фотолюминесценция, распределение оптически активных и водородных центров, электронный парамагнитный резонанс, химический состав твердых включений в алмазах и др. При этом главнейшими из них является определение принадлежности алмазов к определенной минералогической разновидности, что происходит по комплексу взаимосвязанных признаков и свойств. В результате многолетних исследований алмазов из россыпей и кимберлитовых тел СП (Якутия, Красноярский край и Иркутская область) с применением минералогической классификации алмазов, предложенной Ю.Л.Орловым (Орлов, 1984), по которой выделяется 11 генетических разновидностей алмазов (с дополнительным разделением кристаллов отдельных разновидностей по габитусу и морфологическим типам кристаллов) нами [2, 4] накоплен громадный фактический материал по типоморфным особенностям алмазов из кимберлитовых тел, современных отложений и разновозрастных вторичных коллекторов СП, что позволяет провести районирование территорий. В природе в действительности мы видим смесь отдельных разновидностей алмазов. Так, в кимберлитовой трубке Интернациональная в МБАР преобладают бесцветные кристаллы октаэдрического габитуса 1 разновидности (71%), реже переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому (23%) при пониженном (меньше 1%) содержании ламинарных ромбододекаэдров. В рядом находящейся в этом же районе кимберлитовой трубке имени XXIII съезда КПСС, характеризующейся в верхней части четко выраженной КВ, также представлены бесцветными, реже эпигенети-

ческим окрашенными в лилово-коричневые цвета алмазами 1 разновидности. Среди них резко преобладают (до 82%) кристаллы октаэдрического габитуса при невысоком (до 13%) содержании кристаллов переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитусов. В свою очередь, в трубках НКП (трубки Нюрбинская и Ботуобинская) отмечаются бесцветные, реже эпигенетически бледно окрашенные в лилово- и дымчато-коричневые цвета кристаллы 1 разновидности при повышенной доле (по сравнению с другими месторождениями САП) алмазов 1У разновидности с окрашенной в желтовато-зеленые и серые цвета оболочкой. В слабоэродированных диатремах, с развитой в верхней части толщей вулканогенно-осадочных пород, ярким примером которых является самая большая на САП (69 га) кимберлитовая трубка Юбилейная, среди бесцветных прозрачных и полупрозрачных кристаллов почти половину составляют разновидности, окрашенные в различные цвета. Среди них свыше 30% бледно-дымчато-коричневых, меньше розово-лиловых и лилово-коричневых окрашенных вследствие пластинчатой деформации. Характерно значительное количество индивидов с признаками природного травления (шрамы, матировка, коррозия, каверны и др.), количество которых по месторождению достигает 25% всех алмазов. Таким же разнообразием характеризуется спектр алмазов из россыпей СП. При всем разнообразии алмазов даже в пределах одной СП, по которой сделана применяемая классификация Ю.Л. Орлова (Орлов, 1984), представилась возможность выделить четыре типа источников алмазов: *I тип первоисточника* – кимберлитовый, характерный для богатых кимберлитовых тел фанерозойского возраста, характеризуется резким преобладанием алмазов 1 разновидности, представленных ламинарными кристаллами октаэдрического, ромбододекаэдрического и переходного между ними габитусов и образующих непрерывный ряд, а также присутствием алмазов с оболочкой 1У разновидности, серых кубов Ш разновидности, поликристаллических агрегатов УШ-1Х разновидностей, а в отдельных месторождениях (трубка Юбилейная) равномерно окрашенных в желтый цвет кубоидов П разновидности. *II тип первоисточника* – алмазы кимберлитового генезиса, характерные для кимберлитовых тел с убогой алмазоносностью и кимберлитовых жил; он выделяется по преобладанию додекаэдроидов с шагренью и полосами пластической деформации «жильного» типа, типичных округлых алмазов «уральского» («бразильского») типа и присутствию бесцветных кубоидов 1 разновидности. *III тип первоисточника* – алмазы невыясненного генезиса, характерные, в основном, для россыпей северо-востока САП, коренные источники которых до настоящего времени не обнаружены. Кристаллы этих источников представлены графитизированными ромбододекаэдрами У разновидности, сложенными двойниками и сростками додекаэдроидов УП разновидности с легким ($\delta^{13}\text{C} = -23\text{‰}$) изотопным составом углерода и равномерно окрашенными кубоидами П разновидности с изотопным составом углерода

промежуточного ($\delta^{13}\text{C} = -13,60 \%$) состава, образующими ассоциацию «эбеляхского» («нижнеленского») типа. *IУ тип первоисточника* – алмазы взрывных кольцевых структур импактного генезиса, представленные поликристаллами алмаза типа карбонадо с примесью гексагональной модификации углерода – лонсдейлита (якутит). Полученные данные позволили разделить САП на четыре субпровинции: Центрально-Сибирскую (центральная часть платформы) с преобладанием I типа первоисточника; Лено-Анабарскую (северо-восток платформы) с преобладанием кристаллов III типа первоисточника невыясненного генезиса; Тунгусскую (юго-запад платформы) с преобладанием типичных округлых алмазов уральского (бразильского) типа, источником которых возможно были докембрийские терригенные формации платформы и ее складчатого обрамления; Алданскую (юго-восток платформы) с находкой единичных округлых алмазов.

Всестороннее исследование алмазов из всех разновозрастных коллекторов и кимберлитовых диатрем позволили выработать систему анализа их типоморфных особенностей и провести, кроме регионального, среднемасштабное районирование. Так, в россыпях первой субпровинции отмечается [2] высокое содержание кристаллов октаэдрического и ромбододекаэдрического габитусов. В пределах Лено-Анабарской субпровинции выделяется две алмазоносные области: Кютюнгинская (Приленская) и Анабаро-Оленекская. В россыпях первой области устанавливаются кристаллы октаэдрического габитуса (ассоциация «кютюнгинского» типа), характерные для богатого типа первоисточника кимберлитового генезиса. В россыпях Лено-Анабарской области наблюдается резкое преобладание алмазов из первоисточника невыясненного генезиса (ассоциации «эбеляхского» типа) с преобладанием кристаллов П, У и УП разновидностей, типичных округлых алмазов во всех возрастных и генетических типов алмазоносных отложений. Тунгусская субпровинция разделяется на две области: Байкитскую и Саяно-Тунгусскую. Для россыпей последней типично доминирование округлых алмазов «уральского» («бразильского») типа и присутствие значительного количества (до 10%) балласов. В россыпях Байкитской области преобладают кристаллы октаэдрического габитуса ассоциации «мирнинского типа», характерной для богатых кимберлитовых трубок, но при значительных содержаниях типичных округлых алмазов (особенно в крупных классах), свойственных периферийным частям древних платформ. Алмазоносность кимберлитов определяется многими факторами, главными из которых являются: геолого-тектонические особенности районов распространения кимберлитового магматизма; состав вещества верхней мантии, генерирующего кимберлитовые расплавы; глубина заложения корней магматических очагов; скорость миграции (подъема) кимберлитового расплава в земную кору; сохранность алмазов в условиях земной коры (в диатремах); содержание «пустого» материала в кимберлитовых телах.

Состав глубинных (мантийных) минералов (пироп, пикроильменит, хромшпинелид и др.), кристалломорфология и физические свойства алмазов дифференцированы на уровне провинции, поля и каждой трубы. Индивидуальные особенности состава и физических свойств индикаторных минералов труб выявляются на статистическом уровне. Исследование алмазов из всех разновозрастных коллекторов и кимберлитовых диатрем позволили выработать систему анализа их типоморфных особенностей и провести районирование территорий, выделяя перспективные площади для проведения прогнозно-поисковых работ. Результаты такого районирования по алмазам и ИМК с учетом ряда критериев (морфологических, структурно-тектонических, палеогеографических и др.) служат основой для прогнозирования как новых богатых кимберлитовых тел, так и россыпей с невыявленными типами первоисточников, а также месторождений с повышенным качеством алмазного сырья. Анализ результатов изучения алмазов и ИМК различными исследователями подчеркивает актуальность и необходимость минералогических исследований комплексом современных методов с геологической привязкой находок минерала, позволяя решить ряд задач. С одной стороны – это фундаментальные исследования, позволяющие уточнять условия генезиса алмазосодержащих пород, с другой – это получение сведений чисто прикладной направленности для геолого-поисковых работ и технологического извлечения алмазов из кимберлитов. Установление связей вещественно-индикационных параметров кимберлитового магматизма различной продуктивности и геолого-структурного положения этих диатрем, позволяет выявлять как региональные, так и локальные типоморфные особенности первичных минералов продуктивных пород, а также выяснять вопрос о коренных источниках полезного компонента в россыпях.

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. Зинчук Н.Н. Типоморфные свойства индикаторных минералов кимберлитов и их использование при прогнозировании месторождений алмаза на Сибирской платформе // Отечественная геология. 2021. № 2. С.41–56.
5. Зинчук Н.Н. Докембрийские источники алмазов в россыпях фанерозоя // Вестник Воронежского университета. Геология. 2021. № 3. С. 50–61.
6. Зинчук Н.Н. Геологические исследования при поисках алмазных месторождений // Вестник Воронежского университета. Геология. 2021. № 4. С. 35–52.

7. Зинчук Н.Н. Роль петролого-минералогических и геохимических исследований в оценке потенциальной алмазности кимберлитов // Отечественная геология. 2022. № 1. С. 36–47.
8. Зинчук Н.Н. Особенности петрографического изучения кимберлитовых пород // Отечественная геология. 2022. № 4. С. 34–49.
9. Зинчук Н.Н. Коры выветривания и их роль в формировании посткимберлитовых осадочных толщ // Руды и металлы. 2022. № 2. С. 100–120.
10. Зинчук Н.Н. О геохимических особенностях разновозрастных образований алмазоперспективных территорий // Отечественная геология. 2023. № 1. С. 42–55.
11. Зинчук Н.Н. Литолого-стратиграфические исследования при алмазопроископных работах // Вестник СВФУ. Науки о Земле. 2023. № 1 (29). С. 5–28.
12. Зинчук Н.Н., Зуев В.М., Коптиль В.И., Чёрный С.Д. Стратегия ведения и результаты алмазопроископных работ // Горный вестник. – 1997. – №-3. – С. 53–57.
13. Зинчук Н.Н., Мельник Ю.М., Серенко В.П. Апокимберлитовые породы // Геология и геофизика. 1987. № 10. С. 66–72.
14. Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырев Л.Т. Историческая минералогия в 3-х томах: Т.2. Историческая минералогия древних платформ. – Воронеж: ВГУ. 2007. 570 с.
15. Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырев Л.Т. Историческая минералогия в 3-х томах: Т. 3. Историческая минералогия подвижных суперпоясов. – Воронеж: ВГУ. 2008. 622 с.
16. 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.
17. 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.
18. 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.
19. Савко А.Д., Шевырев Л.Т., Зинчук Н.Н. Эпохи мощного корообразования в истории Земли. Воронеж: ВГУ. 1999. 102 с.
20. 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.
21. 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. P. 1297–1301.
22. 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. P. 576–588.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕФРАНСКОГО КАРБОНАТНОГО КОМПЛЕКСА ОТЛОЖЕНИЙ ВОЛГОГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

Одним из перспективных направлений дальнейших геологоразведочных работ на территории Волгоградской области является поиск скоплений углеводородов в средне-верхнефранском карбонатном комплексе отложений осадочного чехла. При этом, принципиальной задачей успешного выделения зон развития средне-верхнефранских рифогенных трендов является установление закономерной пространственной связи органогенных построек различных морфолого-генетических типов с фациально-палеогеографической обстановкой осадконакопления, которая в значительной степени определяется геолого-структурными особенностями и характером тектонического развития бассейна седиментации.

Средне-верхнефранский карбонатный комплекс в современной структуре осадочного чехла занимает промежуточное положение между нижним и верхним структурными этажами и выделяется как переходный структурный ярус верхнего структурного этажа [2, 4].

Выполненные структурные построения, палеотектонические и палеогеографические реконструкции позволили уточнить особенности строения и тектонической эволюции средне-верхнефранского бассейна в пределах исследуемой площади, а также определить тектонические закономерности пространственного положения зон развития органогенных построек различного морфолого-генетического типа.

По результатам выполненных построений структурный план средне-верхнефранских отложений характеризуется моноклиальным погружением в восток-юго-восточном направлении, на фоне которого фрагментарно проявляются черты, как нижнего, так и верхнего структурных этажей. В интервале средне-верхнефранского разреза отмечается постепенное выполаживание с глубиной структурных форм верхнего этажа и усиление с глубиной структурных элементов нижнего этажа, что связано с инверсией режима тектонического развития региона в альпийский геотектонический этап по отношению к раннегерцинскому.

Инверсионный характер новейших тектонических движений, наиболее активно проявившихся в древних девонских впадинах, существенно, а в зонах прогибов принципиально, изменил структурный план средне-верхнефранских и перекрывающих их отложений.

Таким образом, современный структурный план средне-верхнефранских отложений не отражает палеотектонических условий осадконакопления карбонатных толщ.

В этих условиях наиболее полное представление о палеотектонической обстановке седиментационного бассейна на начало саргаевского времени дает карта толщин ардатовско-тиманских отложений.

Распределение толщин указанных отложений четко согласуется с современным структурным планом по горизонтам терригенного девона, отражающим блоковую структуру фундамента. Зоны наибольших толщин ардатовско-тиманских отложений соответствуют прогибам, а сокращенных их значений – поднятиям.

Таким образом, к началу формирования карбонатной средне-верхнефранской платформы в структуре подстилающего комплекса существовала четкая структурная дифференциация, которая в относительно выположенном виде прослеживается в современной структуре нижнего структурного этажа [3].

При этом устанавливается плановое и морфологическое соответствие палео- и современных структурных элементов (Терсинская структурная терраса, Доно-Медведицкий мега-прогиб, Приволжский мегавал и др.) нижнего структурного этажа.

Аналогичное распределение толщин отмечается для различных горизонтов средне-верхнефранского комплекса и для уметовско-линевских отложений, что свидетельствует об унаследованном от предшествующего этапа развития основных структурных элементов в этот период геологической истории, и определяющем его влиянии на палеогеографические условия осадконакопления.

Полученные выводы подтверждаются результатами микрофациального и палеонтологического изучения керн, положенных в основу выделения и прослеживания литолого-фациальной зональности саргаевско-линевских морских бассейнов седиментации.

С этих позиций средне-верхнефранский карбонатный комплекс следует рассматривать как составную часть отложений нижнего структурного этажа, испытавшего существенную структурную перестройку в альпийский геотектонический этап [3].

Основными структурными элементами средне-верхнефранского палеоплана являются Терсинская структурная терраса, Доно-Медведицкий мегапрогиб, Кудиновско-Романовская приподнятая зона и Приволжский мегавал. Восточной границей последнего является западная бортовая зона Прикаспийской впадины.

Все указанные палеоструктурные элементы и составляющие их палеоструктуры более мелкого ранга обнаруживают четкое плановое и морфологическое соответствие тектоническим элементам нижнего структурного этажа, что позволяет предполагать их связь с разнопорядковыми блоками фундамента [1].

Составленная схема палеотектонического районирования является надежной основой для изучения закономерностей пространственных и генетических

связей органогенных построек различного морфолого-генетического типа с тектоническими элементами палеобассейнов седиментации. Установленные закономерности могут быть использованы для прогнозирования рифовых трендов в слабоизученных зонах Волгоградской области.

Литература

1. Аксенов А.А., Новиков А.А. Прогноз, поиски и разведка погребенных нефтегазоносных структур. М.: Недра, 1983. – 160 с.
2. Даньшина Н.В. Верхнедевонские органогенные постройки Волгоградского Правобережья (биостратиграфия, палеоэкология, закономерности распространения). Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. – Свердловск, 1983. – 23 с.
3. Даньшина Н.В. Палеогеографическая зональность позднедевонских органогенных построек Волгоградского Поволжья / Прогноз и разработка нефтегазоносных структур Нижнего Поволжья и Северного Каспия. Сборник статей ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг», г.Волгоград, 2012. – С. 143–158.
4. Новые данные о распространении рифогенных формаций Волгоградского Поволжья, классификация рифов и вопросы методики их поисков / А.А. Новиков, А.С. Саблин, В.М. Махонин и др. // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений № 6. 1988. – С. 2–9.

*П.И. Калинин¹, И.Ю. Кудреватых¹, П.Г. Панин²,
Г.В. Митенко¹, В.В. Малышев¹, А.О. Алексеев¹*

1 – ИФХиБПП РАН, Пущино

2 – ИГ РАН, Москва

ФОРМИРОВАНИЯ ЛЁССА И РЕЖИМОВ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ В ВОСТОЧНОМ ПРИАЗОВЬЕ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Приазовье является одним из самых значимых лёссовых регионов Евразии, где лессово-почвенные серии содержат наиболее полный архив ландшафтно-климатической информации четвертичного периода [1]. С климатической точки зрения Приазовье представляет собой открытую равнину, по которой проходит граница между Атлантической и Западноазиатской климатическими системами [2].

Не смотря на давнюю историю изучения лёссов Приазовья, общепринятой концепции их происхождения не существует. В настоящее время гипотеза о переносе дистального алеврита из ледниковых отложений [3] или Каспийско-Аральской депрессии [4, 5] конкурирует с теорией о привносе проксимальной пыли из близлежащих отложений рек Дона, Днепра и Кубани [6, 7].

Определение источников, механизмов трансформации и направления переноса алеврита на Восточно-Европейской равнине является ключом для моделирования потоков палеопыли, образующихся в приграничной с покровными ледниками областях. В связи с этим, целью данной работы было создание модели формирования лёссовых отложений Приазовья на основании изучения разреза Чумбур-Коса. Для этого с помощью данных литологии (химический, минеральный и гранулометрический состав) был определен состав, источники и стадии осадочной дифференциации алеврита. С помощью алгоритма ЕММА дана оценка механизмам лессообразования и режимов атмосферной циркуляции, определяющие перенос эоловой пыли в плейстоцене.

Результаты исследования показывают, что формированию лёссов в Приазовье предшествовала достаточно сложная цепочка осадочной дифференциации магматических пород Фенноскандинавского щита, которую еще предстоит окончательно охарактеризовать. Поскольку данные литологии показывают сходство лёссов разреза Чумбур-Коса с ледниковыми отложениями, но не аллювием ближайших рек, мы приходим к выводу, что основным хранилищем эолового материала были отложения покровных ледников и более древних лёссов, вовлекавшихся в осадочный рециклинг. Такие выводы не позволяют нам говорить об аллювии р. Дон или Днепр как об основном хранилище минеральной пыли для лёссов Приазовья.

С помощью ЕММА-моделирования мы находим свидетельства того, что во время максимального развития покровного оледенения, над ледником мог

формироваться блокирующий антициклон, препятствующий активному проникновению воздушных масс из Атлантики и Сибири. Внутри этой гиперзоны существовали холодные сухие условия, при которых дистальный ледниковый алевроит переносился на юг преимущественными северо-западными ветрами.

При деградации ледников в позднем плейстоцене и их отступлении на север, действие блокирующего антициклона ослабевало. В МИС 6 северо-западные ветра, несущие дистальный ледниковый материал, начали захватывать более грубый материал из проникшей на юг днепровской морены. В свою очередь в МИС 2-3 из-за деградации оледенения началось усиление влияния Сибирского антициклона и общая активизация восточных ветров, которые, захватывая материал с Предкавказья, могли проникать дальше на запад. В МИС 2-3 исчезновение блокирующего антициклона привело к формированию современного режима атмосферной циркуляции на Восточно-Европейской равнине, определяющийся конкуренцией Североатлантического циклона и Сибирского антициклона. При этом ветра обоих направлений усиливались, приводя к конвергенции эолового материала.

Работа выполнена при поддержке Российского Научного Фонда, грант №23-27-00145.

Литература

1. Velichko, A.A. Loess-paleosol formation on the Russian plain // Quaternary International. 1990. 7–8. P. 103–114.
2. Rousseau, D. D., A. Sima, P. Antoine, C. Hatte, A. Lang, and L. Zöller (2007b). Link between European and North Atlantic abrupt climate changes over the last glaciation // Geophys. Res. Lett. 2007. 34. L22713.
3. Тутковский П.А. К вопросу об образовании лёсса // Землеведение. 1899. кн. 1–2.
4. Федорович Б.А. Вопросы происхождения лёсса в связи с условиями его распространения в Евразии // Труды Ин-та геогр. АН СССР. 1960. Т. 80. С. 96–117.
5. Константинов Е.А., Захаров А.Л., Сычѳв Н.В., Мазнева Е.А., Курбанов Р.Н., Морозова П.А. Лѳссонакопление на юге европейской России в конце четвертичного периода // Вестник РАН. 2022. Т. 92. № 6. С. 572–582.
6. Mazneva, E., Konstantinov, E., Zakharov, A., Sychev, N., Tkach, N., Kurbanov, R., Sedaeva, K., Murray, A. Middle and Late Pleistocene loess of the Western Ciscaucasia: Stratigraphy, lithology and composition // Quaternary International. 2021. 590. P. 146–163.
7. K ltringer, C., Stevens, T., Lindner, M., Baykal, Y., Ghafarpour, A., Khormali, F., Taratunina, N., Kurbanov, R. Quaternary sediment sources and loess transport pathways in the Black Sea – Caspian Sea region identified by detrital zircon U-Pb geochronology // Global and Planetary Change. 2022. 209. 103736.

ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ НЕТРАДИЦИОННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ ДОЮРСКОГО КОМПЛЕКСА УЧАСТКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Изучались коллекторы доюрского комплекса месторождения N, находящегося в пределах Рогожниковско-Назымского грабена, занимающего промежуточное положение между Красноленинской и Фроловской нефтегазоносными областями. Перспективы нефтегазоносности месторождения связаны с комплексом доюрского фундамента, отложениями юрского и мелового возраста. Доюрский комплекс в пределах данной структуры представлен мощными вулканогенными толщами риолит-дацитового состава. Среди изучаемых пород широко развиты кислые эффузивы, реже встречаются вулканокластовые образования (кластолавы, лавобрекчии, тектонокластиты по вулканитам) и метасоматиты; местами обнаруживаются сопутствующие вулканогенно-осадочные породы (туфы, туффиты), а также осадочные породы (аргиллиты, алевролиты) чистые и с прослоями пеплового материала.

Наиболее перспективными коллекторами на данной площади являются породы максимально подверженные процессам выщелачивания при относительно слабо проявленных процессах метасоматоза и вторичного минералообразования. Наибольшая вторичная пустотность отмечается в лавах с перлитовой, миндалекаменной текстурой и в некоторых типах туфов. В этих породах пористость может составлять более 20–30%.

Изменения толщ после излияния лавы и эксплозивной деятельности происходило под влиянием гидротермального литогенеза. По данным [1] вулканизм исследуемого района в пермо-триасовое время характеризовался напряженностью, т.е. обилием длительно (до 2,5 млн лет) действующих очагов извержений. Принимая во внимание, что гидротермальные системы функционируют после извержений от первых тысяч лет до нескольких сотен тысяч лет, становится очевидным интенсивное развитие процессов метасоматоза и других изменений первичных пород в приповерхностных условиях и условиях малых глубин погружения. Характер постэруптивных изменений контролируется расположением центров прорывов, типом пород и эксгаляционным флюидно-газовым режимом.

Для исследованных пород свойственны наложенные вторичные изменения, среди которых основными являются: (1) формирование пустотности (десиализация стекла, выщелачивание полевых шпатов, реже – выщелачивание кварца, формирование трещин и зон растворения); (2) окварцевание (по перлитам, витрокластам, основной массе лав), развитие новообразованного кварца в миндалинах; окварцевание трещин и зон растворения; (3) массовые выделения новообразованных полевых шпатов: альбита и КППШ по основной

массе, витрокластам, в миндалинах и зонах растворения в виде идиоморфных таблитчатых кристаллов, местами в виде обильных, многократных крустификаций; (4) глинизация: преимущественно хлоритизация, реже – мусковитизация и иллитизация, развивающиеся по основной массе, по трещинам и зонам растворения; (5) карбонатизация (выделения сидерита и кальцита) участковая (обычно поверх фенокристаллов ПШ), по основной массе и в виде выполнения трещин.

Формирование коллектора происходило за счет выщелачивания SiO_2 с выносом кремнезема из обводненного вулканического стекла (перлитов), из фенокристаллов ПШ и, редко, кварца, и обязано воздействию щелочного флюида, генетически связанного с геологическим циклом формирования этих вулканогенных толщ. Наилучшими коллекторскими свойствами обладают риолит-дацитовые лавы с порфировой структурой с перлитовой и миндалекаменной текстурой; а также туфы и вулканокластиты.

Метасоматические процессы новообразования других минералов по исходной минеральной матрице (вулканическому стеклу и ПШ) приводят к усложнению первичного состава породы и способствуют формированию флюидоупора. Ассоциация метасоматических минералов (кварц-КПШ-альбит-хлорит), а также преобладание привноса компонентов над их выносом свидетельствует о воздействии слабощелочного флюида с высокой щелочно-металлностью растворов. В составе флюида среди катионов резко преобладает Na, K, Fe; среди анионов – угольная, соляная, фтористо-водородная и кремниевая кислоты. Таким образом определяется кварц-двуполевошпатовый тип метасоматоза с хлорит-серицитом (хлорит-иллит-мусковитом). Не исключается воздействие кислотных растворов с преобладающим кислотным типом метасоматоза, во времени закономерно сменяющий щелочноземельный. К продуктам кислотного метасоматоза можно отнести широкое развитие хлорита в сочетании с кварцем, наблюдаемых в отдельных скважинах; а также развитие достаточно однородных агрегатов кварца и иллит-мусковита, реже хлорита по осадочным и вулканогенно-осадочным породам приконтактовых зон. Наконец, значительная карбонатизация (кальцитизация+сидеритизация) отдельных участков (в виде замещения минералов и залечивания трещин) свидетельствует о карбонатном метасоматозе. Карбонатный метасоматоз – наиболее поздняя и заключительная стадия изменения толщ. Метасоматические ассоциации показывают, что измененные породы отвечают внешним, наиболее удаленным (фронтальным) зонам метасоматической колонки. Внутренние зоны колонки маркируются максимально преобразованными типами пород, относящихся к группе метасоматитов (однородных кварцево-глинистых пород) без сохранения признаков первичного протолита.

Аутигенное минералообразование развивается в выщелоченных пустотах и способствует ухудшению фильтрационно-емкостных свойств. Химические

составы одинаковых новообразованных минералов как в части метасоматических замещений, так и в части аутигенного минералообразования идентичны, что свидетельствует о стабильности химического состава флюида.

Выявленные минерально-структурные ассоциации вторичного генезиса характерны для наложенного флюидного гидротермального литогенеза в виде процессов выщелачивания, процессов метасоматического замещения исходной минеральной матрицы новообразованными минералами, а также аутигенного минералообразования в выщелоченном пустотном пространстве. Именно эти процессы формируют ФЕС пород на изучаемой территории.

Процессы фонового литогенеза погружения проявлены незначительно в силу специфичного состава, строения пород и их генезиса: изверженные породы очень быстро литифицируются на поверхности и в приповерхностных условиях, что препятствует катагенетическому уплотнению. Процессы фонового литогенеза погружения выражены в формировании редких стилолитовых швов с амплитудой до 0,1 мм, выполненных органическим веществом; а также в трещинообразовании в результате тектонических подвижек породных масс с формированием тектонических брекчий (тектонокластитов). Вклад трещиноватости в объем пустотного пространства небольшой (тем более, что большинство из них залечено вторичными минеральными агрегатами), но открытые трещины связывают пустоты выщелачивания в основной массе с пустотами по фенокристаллам, что повышает ФЕС коллекторов.

Литература

1. Латышев А.В., Панченко И.В., Смирнова М.Е., Куликов П.Ю., Хотылев А.О., Грипов Р.А. Пермо-триасовый кислый вулканизм Рогожниковско-Назымского грабена (Западная Сибирь) // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2022. Материалы LIII Тектонического совещания. ГЕОС. Москва. Том 1, с. 274–278.

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

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВТОРИЧНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО КАРБОНА ЮГО-ВОСТОКА ТАТАРСТАНА

Подробное изучение различных типов вторичных преобразований карбонатных пород юго-востока Татарстана показало, что представления об их реализации не имеют единого толкования в среде специалистов-геологов. В частности, до последнего времени совсем не учитывался вопрос влияния температурного фактора на возможность проявления тех или иных типов вторичных изменений и по умолчанию руководствовались современными пластовыми температурами, не превышающими для отложений нижнего и среднего карбона 30°C. Одной из задач настоящего исследования была попытка реконструкции вторичных преобразований пород нижнего и среднего карбона в истории развития Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна.

Объектами изучения были каменноугольные отложения в составе башкирского яруса юго-востока Татарстана. Каменный материал, представленный керном, был отобран из месторождений, тектонически приуроченных к Южно-Татарскому своду и Мелекесской впадине. Помимо изучения литолого-фациальных особенностей формирования отложений особое внимание было уделено изучению широко представленных в изучаемых отложениях вторичных преобразований пород, особенно процессам вторичной кальцитовой цементации и доломитизации пород. По представлению авторского коллектива эти процессы хорошо отражают закономерности постседиментационной истории преобразования пород особенно при комплексном использовании различных методов изучения вещества.

Изучение вторичной кальцитовой минерализации в породах башкирского яруса показало, что по данным катодоллюминесцентной микроскопии (CL) можно выделить, по меньшей мере, 5 генераций кальцитового цемента и один доломитовый, приуроченных к различным этапам постседиментационной истории (рис. 1).

В условиях постседиментационных преобразований пород на ранних этапах диагенеза, где кислорода еще достаточно, и он не в полной мере израсходован на окисление органического вещества, а также при условии, что породы подвергались влиянию метеорных осадков, на этапах субаэральных экпозиций, формировался кальцитовый цемент Ca-2. Его черная окраска в свете люминесценции может указывать на присутствие в структуре кальцита элементов гасителей люминесценции, основным среди которых и много чаще встречающегося в природе является Fe^{3+} . Как известно, железо в трёхвалентной форме один из наиболее надежных индикаторов окислительных условий среды

реакции. Далее по мере уменьшения доли кислорода и смены окислительных обстановок на восстановительные, появляется цемент Ca-3, являющийся маркером этапов позднего диагенеза пород. Так ярко оранжевый цвет люминесценции кальцита указывает на присутствие в структуре кальцитов Mn^{2+} . Именно марганец в двухвалентной форме, является элементом люминофором, много чаще других встречающийся в карбонатных породах и элементом, маркирующим восстановительные условия среды реакции (Richter et al., 2003). Изучение пород под микроскопом показало, что первые два типа цемента являются повсеместными и маркируют изменения, связанные с фоновым типом литогенеза (Япаскurt, 2008), где изменения пород имеют региональный характер распространения.

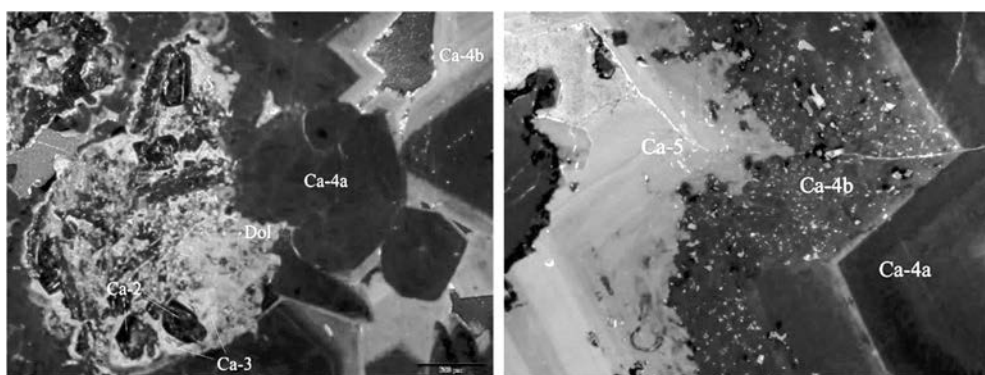


Рис. 1. Различные генерации кальцитового цемента в породах-коллекторах башкирского яруса: Ca-2 – Ca-3 – диа-, категентические типы цемента; Ca-4 – Ca-5 – вторичные наложенные типы кальцитового цемента, ассоциирующие с временем миграции углеводородов

Изучение участков пород, подвергшихся интенсивным вторичным преобразованиями, показало, что поданным CL исследований выделяются и кальциты явно ассоциирующие с наложенными типами преобразования пород, включая события, связанные с миграцией и накоплением углеводородов в коллекторах. К таковым, можно отнести появление вторичного доломита, и кальцитов генерации Ca-4a, Ca-4b, Ca-5. После коррозионного этапа, проявленного в частичной коррозии кальцитового цемента Ca-3 и сопутствующему данному этапу доломиту наблюдается появление блокового крупнокристаллического цемента Ca-4. По мнению авторов, этот тип цемента связан с временем миграции углеводородных флюидов, так как часто содержит обилие включений углеводородов. При этом данный цемент можно разделить на два подтипа (Ca-4a и Ca-4b). Цемент Ca-4a практически не содержит углеводородов, образует крупные зерна кальцита, коррозия на которых практически не отмечается. Цемент Ca-4b не отличается по окраске люминесценции, однако содержит значительное число углеводородных включений и следов коррозии. Это может указывать на довольно нестабильные условия в период активной миграции и накопления

углеводородов в ловушке. Кальцит последней генерации Ca-5 обычно образует друзовидные кристаллы на стенках крупных каверн и пор. Такой кальцит как правило образует прозрачные, реже желтоватые скаленоэдры, характеризующиеся оранжевым цветом люминесценции зерен.

На следующем этапе, выделенные типы кальцитов были изучены методом термокриометрии газовой-жидких включений, для определения солености и состава флюидов, а также температур гомогенизации включений, с корректировкой значений температур в зависимости от солености. Так для кальцитов ранних генераций (Ca-2, Ca-3) включений надежно установить не удалось, тогда как для кальцитов более поздних генераций (Ca-4, Ca-5) зерна, которых много крупнее, газово-жидкие включения были установлены и проанализированы (рис. 2).

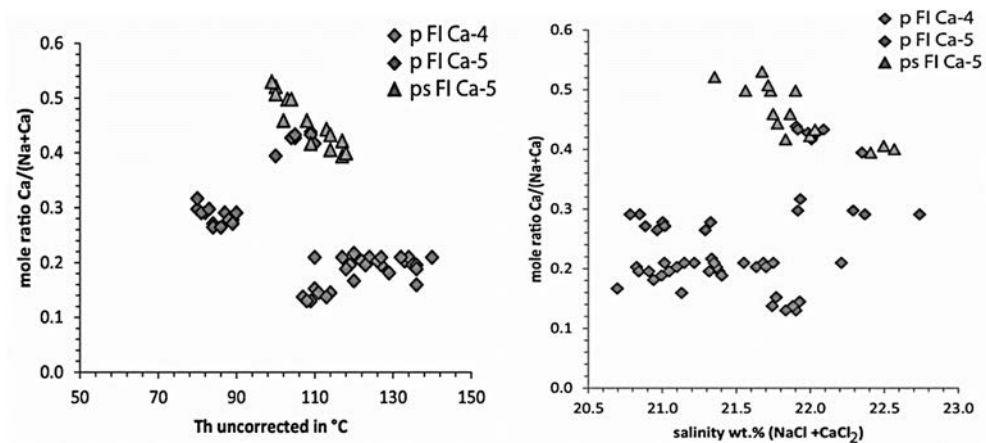


Рис. 2. Термокриометрия газовой-жидких включений в кальцитах башкирского яруса

Данные исследования газовой-жидких включений показывают, довольно хорошее различие кальцитового цемента Ca-4 и Ca-5, как по температурам, так и по солености (соотношение основных параметров солености включений по NaCl и CaCl₂). Было установлено, что для кальцитов, ассоциирующих с углеводородами, диапазон температур составлял 104–140 °C. Это может указывать на довольно высокий температурный режим бассейна на этапе формирования резервуаров нефти, учитывая, что современные пластовые температуры отложений башкирского яруса составляют 27–28 °C. Авторы полагают, что процессы флюидомиграции в Волго-Уральском бассейне, в частности процессы миграции углеводородов были обусловлены прогревом всего бассейна в целом. На это указывают и данные по изучению температуры формирования некоторых вторичных минералов в карбонатных породах другими исследователями (Витвицкий, Шапенко, 1976), основанные на исследовании включений в зернах вторичных минералов каменноугольных отложений методами гомогенизации

и декрипитации. Так по данным Витвицкого и соавторов, было установлено, что температура их образования могла составлять до 150°C и даже выше.

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

Литература

1. Richter D.K., Götze Th., Götze J., Neuser R.D. 2003. Progress in application of cathodoluminescence (CL) in sedimentary petrology. *Mineral. Petrol.* 79. 127–166.
2. Япаскурт О.В. Основы учения о литогенезе. Учебное пособие / О.В. Япаскурт. – М.: Изд-во МГУ, 2005. – 379 с. Витвицкий В.В., Шапенко В.В. Новые данные о палеотемпературах в карбонатных породах палеозоя юго-востока Русской платформы // Доклады АН СССР. – Том 228. – № 4. – 1976. – С. 936–939.

ДВА ВИДА СУЛЬФИДНОГО ЭПИГЕНЕЗА КАК ПОКАЗАТЕЛИ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ЧУЛЬМАНСКОЙ ВПАДИНЫ (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 кембрийского и докембрийского (архейского) фундамента (Желинский, 1980; Желинский и др., 1976).

В Алдано-Чульманском районе этой впадины в межугольных песчаниках вышеуказанных свит возникла метасоматическая зональность с характерным минералообразованием: ломонтитизацией в верхах и адуляризацией в низах разреза. Это соответствует смене с глубиной низкотемпературных цеолитовых пропицитов ($280-200^\circ\text{C}$) (Коробов и др., 1993) кварц-адуляровыми метасоматитами с температурой формирования не выше $120-150^\circ\text{C}$ (Блох, Дагаева, 1980). То есть по мере приближения к докембрийскому складчатому основанию, терригенные межугольные породы испытывали гидротермально-метасоматические преобразования в режиме понижающихся температур. Следовательно, древний фундамент Алданского щита выступал в роли охладителя горячих нисходящих растворов (Коробов, Коробова, 2023).

Установлено (Желинский, 1980), что кристаллический фундамент Чульманской впадины, как и всего Пристанового прогиба, подвергся интенсивным тектоническим движениям по зонам древних разломов складчатого основания, возобновившимся в раннемеловое время после длительного периода относительного покоя. В такой обстановке в зонах разломов и трещиноватых пород возникают и функционируют пульсирующие глубинные пустотные пространства со свободной циркуляцией поверхностных вод (а также отделяющихся флюидов от испытывающих углефикацию торфяников), которые, многократно повторяя цикл, засасываются вниз (иногда до глубин 15 км) с последующим отжатием вверх (Жабрев и др., 1995). В условиях Южно-Якутского угленосного бассейна это приводило к смешению восходящих холодных растворов, находящихся в разбитых разломами с опережающей трещиноватостью породах древнего фундамента с нисходящими гидротермами, рожденными в мезозойском осадочном чехле преимущественно сейсмотектоническими процессами. В итоге стремительного охлаждения возникал, по Д.С. Коржинскому (1953), процесс калишпатизации (адуляризации). В адуляризованных породах значительно возрастает содержание калия и резко снижается концентрация натрия,

который обогащает растворы с падающими значениями температуры. При адуляризации помимо калия привносится кремний (Блох, Дагаева, 1980). В результате сказанного в нижней части юхтинской свиты (100–120 м) широко развиты песчаники и гравелиты с адуляровым (низкотемпературный ортоклаз) и кварц-адуляровым цементом, которые характеризуются 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 (Желинский и др., 1980).

Между самыми грубозернистыми свитами (холодниканской и юхтинской), испытавшими максимальный эпигенез благодаря их повышенной проницаемости, залегает дурайская свита, верхняя часть которой отличается наиболее тонкообломочным составом пород. Им свойственна низкая проницаемость и слабость изменений в эпигенезе. Эта часть свиты характеризуется промышленной угленосностью (пласты Карьерный, Чульманский и Верхний), возникшей в результате накопления каустобиолитов в континентальных условиях застойной обводнённости торфяников (Вальц, 1961; Бредихин, 1972; Желинский и др., 1976).

В силу большого различия проницаемости пород юхтинской и дурайской свит, с началом тектонической активизации минеральные изменения в них, с учётом исходного состава, и скорость их проявления были существенно неодинаковы. В условиях интенсивных стрессовых явлений могли произойти наложения минеральных ассоциаций различной природы, возникших в этих гидродинамически сообщающихся свитах, и исказить объективную картину развития наложенных процессов в угленосной толще. Это удаётся проследить на примере миграции сульфидов в юрских породах Чульманской впадины.

И.Э. Вальц (1961) в этой связи отмечает характерные особенности южно-якутских углей, заключающиеся в поразительной бедности включений пирита и сокращении его содержания от степени тектонической дислоцированности толщ каустобиолтов. Так, в нескольких слоях углей пласта Верхнего в дурайской свите наблюдаются отдельные зёрна и микроскопические конкреции пирита аутигенного происхождения. Важно подчеркнуть, что этот пласт испытал слабые тектонические нарушения по сравнению с пластом Карьерным, отличающимся чрезвычайно интенсивной тектонической дислоцированностью (Мокринский, 1961). В его углях в очень редких случаях удаётся обнаружить мелкие и мельчайшие кристаллы сингенетического пирита (Вальц, 1961). Но с другой стороны, в гидротермально изменённых песчаниках и гравелитах

юхтинской свиты (верхняя-нижняя части), практически лишённой органического вещества (ОВ), которая подстилает угленосную дурайскую свиту, обнаружены высокие скопления пирита.

В верхней и средней части юхтинской свиты пирит составляет до 50% объёма тяжёлой фракции. Его выделения приурочены к промежуткам между обломочными кристаллами. В ряде случаев он замещает вторичный кварцевый цемент, иногда разъедает регенерационные каёмки кварца и даже сами зёрна. В нижней части юхтинской свиты, в песчаниках, испытавших интенсивный калиевый метасоматоз и окварцевание в процессе резкого охлаждения гидротерм древним фундаментом (Коробов, Коробова, 2023), также присутствует большое количество пирита. Но в отличие от предыдущего случая пирит здесь интенсивно корродирует и замещает обломочные и аутигенные зёрна кварца, полевых шпатов и нередко можно наблюдать, что в пиритовых новообразованиях сохраняются лишь реликты этих кристаллов. Кроме того, пирит встречается в форме спорадических выделений и мелкой вкрапленности, линзовидных включений и примазок, иногда он образует конкреционные подобные скопления. Включения имеют размеры от 2–5 мм до нескольких сантиметров (Ишина, 1961). Следовательно, в породах юхтинской свиты наблюдаются две генетические разновидности пирита: одна из которых возникла в процессе замещения и другая – в результате импрегнации толщ сульфидным веществом, перетёкшим из материнских пород. Важно подчеркнуть, что данный минерал окружён бурой каймой гидроокислов железа. Эта особенность отличает пирит юхтинской свиты от аналога углей и углистых аргиллитов дурайской свиты, где он не окислен. Это свидетельствует о перераспределении сульфида железа в условиях тектонической активизации из материнских пород в практически лишённых ОВ толщ, где минералообразование шло в окислительной обстановке. Поэтому можно утверждать, что накопление пирита происходило на окислительном геохимическом барьере. Как это могло осуществляться и для какой из двух разновидностей пирита окисление стало основой формирования?

Установлено (Розанов, Морозов, 1983; Морозов, 1984, 1994а, 1994б; Гаврилов, 2010), что в этом процессе участвовал гелеобразный гидротроилит ($\text{FeS} \cdot n\text{H}_2\text{O}$), обладающий миграционной способностью в углистых аргиллитах и углях не только на стадии их диагенеза, но и длительное время в постдиагенетический этап (Иванов, и др., 1976). По мнению этих учёных важную роль в локализации сульфидов на границе сред с существенно различными значениями Eh играло то обстоятельство, что S пирита (дисульфида) является более окислительной формой, чем S гидротроилита (моносульфида). Иными словами, для образования пирита (уже немиграционноспособного) требовался окислитель – кислород. В условиях Южно-Якутского бассейна кислород атмосферного происхождения приносили в песчаники юхтинской свиты нисходящие на большие глубины метеорные воды в процессе пульсирующего стресса.

Этот же стресс отжимал из материнских пород и перемещал гидротроилит в разжиженном состоянии (результат тиксотропии) в зоны с окислительными условиями. Там существовала благоприятная обстановка для формирования и накопления импрегнирующего толщ пирита.

Процесс сульфидного замещения чаще всего приурочен к зоне кварц-адулярового метасоматоза, происходившего при быстром охлаждении смешивающихся вод в активную сейсмоструктурную фазу. При этом, как отмечалось, в раствор поступал в большом количестве ион Na^+ , имеющий в природе наибольшее значение как пептизатор гелей (Физич. и колл. химия, 1981), в том числе гидротроилита. Кроме того, промывание холодной водой гидротроилита также вызывает его пептизацию (Чухров, 1955), что происходило в зонах смешения разнотемпературных растворов. В этих условиях гель сернистого железа переходит в гидротермальный раствор (пептизируется) и усиливается коллоидная миграция элементов, которая способна вызвать на геохимических барьерах процесс замещения пород (сульфидизированные зоны) с возникновением янокристаллических минералов пирита (Чухров, 1955; Смирнов, 1982).

Таким образом, мы можем уверенно предположить, что метасоматический пирит юхтинской свиты является индикатором участков интенсивной тектонической напряжённости, а импрегнирующая породы его разновидность – характеризует зоны с заметным её ослаблением.

**СИДЕРИТОВЫЙ ЭПИГЕНЕЗ УГЛЕНОСНОГО КОМПЛЕКСА
КАК РЕЗУЛЬТАТ ПУЛЬСИРУЮЩЕГО СТРЕССА
И ОХЛАЖДАЮЩЕЙ РОЛИ ДРЕВНЕГО ФУНДАМЕНТА
(ЮЖНО-ЯКУТСКИЙ БАССЕЙН)**

Сидерит распространен по всему разрезу угленосной толщи Алдано-Чульманского района (Чульманская впадина) в неодинаковых количествах. Он встречается в виде мелкозернистой и пелитовой массы или в виде конкреций. Особенно широкое присутствие сидерита отмечено в породах нижней части угленосного комплекса (юхтинская и дурайская свиты), где он формирует цемент алевро-песчаников и гравелитов. В.М. Желинский с коллегами (1976) этот факт относят к одной из наиболее ярких особенностей пород Южно-Якутского бассейна. Они считают, что широкое присутствие аутигенного сидерита во всем разрезе юхтинской свиты позволяет выделять места его развития в качестве маркирующего горизонта. И объясняют образование сидерита в таких масштабах участием нижележащих кембрийских доломитов фундамента, которые поставляли большое количество бикарбоната. При таком подходе остается открытым принципиальный вопрос: что является источником железа для сидерита? Этому вопросу посвящен настоящий доклад.

В Алдано-Чульманском районе в межугольных песчаниках следующих свит (сверху вниз): холодниканская (K_1) → нерюнгринская (J_3) → беркакитская (J_3) → кабактинская (J_3) → дурайская (J_2) → юхтинская (J_{1-2}) возникла метасоматическая зональность. Она проявляется в смене низкотемпературной пропилитизации (280–200°C), которой подвергнуты четыре верхние свиты, гидротермальной аргиллизацией (120–150°C), наиболее активно проявленной в нижней части юхтинской свиты на контакте с холодным кембрийским фундаментом (Желинский и др., 1976; Блох, Дагаева, 1980; Коробов и др., 1993). Процесс гидротермального изменения угленосных толщ Южно-Якутского бассейна происходил сверху вниз по разрезу в обстановке снижения температуры горячих вод.

В дурайской свите не наблюдается процессов пропилитизации в связи с понижением температуры и низкой проницаемостью пород. Она залегает между самыми грубозернистыми свитами (холодниканской и юхтинской), которые подверглись интенсивному эпигенезу, чему способствовала их повышенная проницаемость. Верхняя часть дурайской свиты отличается наиболее тонкообломочным составом пород и характеризуется высокой промышленной угленосностью. В силу большого различия проницаемости пород верхней части дурайской и юхтинской свит, с началом тектонической активизации минеральные преобразования в них, с учетом скорости их проявления и исходного

состава, были различными. В условиях интенсивных стрессовых явлений могли произойти наложения минеральных ассоциаций различной природы, возникших в этих гидродинамически сообщающихся свитах, которые затушевывали истинную природу преобразования в угленосном разрезе. Это удастся проследить на примере поведения аутигенного сидерита в дурайских и юхтинских породах Чульманской впадины.

В верхней части дурайской свиты выделяются глинистые ритмы до 20–50 м мощности, в числе которых распространены углистые аргиллиты с содержанием органического вещества (ОВ) до 40–50% объема породы. Им свойственна низкая проницаемость и слабость изменений в эпигенезе. Здесь наблюдается преобразование биотита с переходом его сначала в гидробиотит, а затем в сидерит при его внутрислойном разложении. В более проницаемых алевролитах (граувакковых аркозах) со значительным количеством обугленного растительного детрита, биотит почти полностью гидратируется, а выносимое железо локализуется в виде мелких кристалликов сидерита на удалении от чешуек слюды. Важно подчеркнуть, что здесь можно наблюдать миграцию закисного железа в форме $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$ от его минерала-донора в процессе сидеритизации проницаемых толщ дурайской свиты. Эта тенденция распространяется на гидротермально измененные песчаники нижней части дурайской и всю юхтинскую свиту, практически лишенных ОВ, но где, вместе с тем, обнаружены высокие скопления сидерита (Желинский и др., 1976).

В песчаниках и алевролитах с роговиковым, гидрослюдисто-роговиковым и гидрослюдистым цементом (нижняя часть дурайской, верхняя и средняя часть юхтинской свит) сидерит локализуется между обломочными зернами и в массе алюмосиликатного и силикатного цемента или же сам образует цемент. Сидерит, который здесь является одним из основных минералов цемента, развивается по порам, корродируя и замещая обломочные зерна. В отдельных прослоях песчаников наблюдается монополярное развитие в цементе сидерита, замещающего все вышеперечисленные типы цементов и образующего базальные виды цементации. Встречается сидерит в виде мелкоагрегатных образований, в которых изредка можно наблюдать ромбоэдрические кристаллы (Желинский и др., 1976).

В нижней части юхтинской свиты породы, испытавшие интенсивный калиевый метасоматоз и окварцевание в результате резкого охлаждения гидротерм древним фундаментом (Коробов, Коробова, 2023), сформировали песчаники и гравелиты с адуляровым цементом, обладающие исключительно высокой крепостью и плотностью. Сидерит в этих породах образует крупно- и мелкозернистые выделения, замещающие обломочные и новообразованные зерна калишпата и кварца, часто выполняет поры. Сидеритовый цемент часто загрязнен глинистым материалом, окрашен в бурый цвет гидроокислами железа. На это необходимо обратить особое внимание, так как присутствие глинистых частиц

свидетельствует о взмучивании минералообразующих растворов, возникших в условиях пульсирующего стресса (Коробов, Коробова, 2023).

Возникновение сидерита происходит исключительно за счет железа самой угленосной толщи, испытывающей перераспределение элементов в процессе минералогических превращений. Исключительно большое значение в этом процессе должен иметь обломочный биотит, являющийся основным носителем железа в породах дурайской свиты.

С понижением температуры термальных растворов увеличивалась насыщенность их карбонатами (HCO_3^-), усиливались разложение кластогенного биотита и одновременно вынос растворенных катионов, в первую очередь, железа. Химическое корродирование и жизнедеятельность железопroduцирующих бактерий способствуют переводу этого элемента в двухвалентную подвижную форму $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$ (Ратеев, 1967; Япаскурт, 2008).

Кристаллическое основание и перекрывающие юрско-меловые отложения в мезозое подверглись активным тектоническим движениям и вызвали интенсивный стресс. В такой обстановке в зонах разломов возникают пульсирующие глубинные пустотные пространства с циркуляцией поверхностных вод (в том числе отделяющихся флюидов от испытывающих углефикацию торфяников), которые, многократно повторяя цикл, засасываются вниз до 15 км с последующим отжатием вверх (Жабрев и др., 1995). При этом происходило смешение восходящих холодных растворов, находящихся в разбитых разломами породах фундамента с нисходящими гидротермами, возникшими в осадочном чехле за счет сейсмотектонических процессов. Во время смыкания трещин, вызванного боковым давлением, в пластовой системе накапливалось CO_2 и повышалось парциальное давление углекислоты. При этом возникал миграционноспособный бикарбонат железа, который эвакуировался из обогащенных ОВ алевраргиллитов дурайской свиты в проницаемые песчаники, также испытывающих стресс. Там, он, вероятно, накапливался с увеличением концентрации до определенного времени, чему способствовало резкое понижение температуры растворов. В момент раскрытия пустотных пространств и активного засасывания бикарбоната железа в глубинные участки дурайской и юхтинской свит, происходило стремительное понижение парциального давления CO_2 и взмучивание минералообразующих растворов. При этом в водоносных горизонтах в результате нарушения карбонатного равновесия



осаждался часто в «агрессивной», по отношению к другим минералам, форме эпигенетический сидерит – наименее растворимый из содержащихся в гидротермах карбонатов. Характерная окисленность сидерита, о чем упоминалась, обусловлена появлением атмосферного кислорода, который привносили в проницаемые породы угленосного разреза нисходящие метеорные воды в процессе пульсирующего стресса. Последний также обеспечивал присутствие

глинистых частиц в сидеритовом цементе. Зоны многократного сжатия-раскрытия пустотных пространств можно представить как своеобразные природные тектонические насосы, перекачивающие продукты гидротермального изменения из областей высоких температур в низкие. С одной стороны, это приводило к широкомасштабному накоплению адуляра и более низкотемпературного сидерита. С другой стороны, – вызывало явление телескопирования, когда низкотемпературные минералы, и сформированные ими цементы (Ц), накладываются на более высокотемпературные: сидерит, сидеритовый Ц→ адуляр, адуляровый Ц + кварц, роговиковый Ц→ гидрослюды, гидрослюдистый Ц + хлорит, хлоритовый Ц. Телескопирование связано с регрессивной стадией гидротермального процесса, вызванной общим завершением гидротермальной деятельности (Коржинский, 1953). В условиях Южно-Якутского бассейна «регрессивная стадия» существовала на всех этапах гидротермальной активности, так как она порождалась охлаждающим влиянием древнего фундамента.

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ НЕФТЕНОСНЫХ ТЕРРИГЕННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ БОБРИКОВСКОГО ГОРИЗОНТА ЮЖНО-ТАТАРСКОГО СВОДА

Терригенный комплекс бобриковского горизонта на территории Южно-Татарского свода (ЮТС) относится к регионально нефтеносным отложениям. На большей части разрабатываемых здесь месторождений из них производится добыча нефти. Однако, встречаются участки, таже в пределах одного месторождения, где при опробовании бобриковского горизонта из пластов с хорошими коллекторскими свойствами не удается получить промышленные притоки углеводородов. В целях выяснения причин различной нефтепродуктивности бобриковского терригенного комплекса было проведено изучение пород коллекторов, дающих притоки нефтяных и водных флюидов.

Анализ кернового материала показал, что в разрезах бобриковского возраста породами коллекторами являются песчаники, породами флюидоупорами – плотные заглинизированные алевролиты и аргиллиты. Песчаники образуют пласты толщиной от 0,5 до 3,0 м, залегающие среди плотных темно-серых и черных глинисто-алевритовых пород, обогащенных сингенетическим органическим веществом. На ряде месторождений в разрезах встречается по одному песчаному пласту, на ряде – отмечается 2–3 песчаных пласта. Причем, судя по различному составу пластовых флюидов, между песчаными слоями в разрезах бобриковского горизонта в большинстве своем нет гидродинамической связи. Оптико-микроскопические и рентгенографические методы анализов показали, что на всей территории ЮТС песчаные коллекторы характеризуются относительно однородным минеральным составом. На всех месторождениях песчаные слои сложены зернами кварца мелкозернистой и крупноалевритовой размерности. Текстурные особенности пород определяются количеством и характером распределения глинистого материала. В одних пластах содержание глинистой компоненты незначительное, глинистый цемент распределен равномерно, что обуславливает массивную текстуру равномерно нефтенасыщенного песчаника. В других нефтеносных пластах глинистый материал сконцентрирован в тонкие черные слойки и линзочки, что создает эффект слоистой текстуры. Также в разрезах фиксируются песчаные пласты, существенно обогащенные глинисто-алевритовым материалом. Глинистое вещество сконцентрировано в часто пересекающиеся черные волнистые слойки, между которыми заключены нефтенасыщенные песчаные линзочки.

По данным оптико-микроскопических исследований структура песчаников мелкозернистая, в различной степени алевритистая, текстура – массивная, слоистая и линзовидно-слоистая. Породы на 80–85% сложены аллотигенной

компонентой, на 15–20% – цементирующим минеральным веществом. Аллотигенный материал размером от 0,05 до 0,25 мм, преобладает 0,1–0,25 мм, представлен зернами кварца (90–95%), зернами полевых шпатов (2–3%), обломками кремнистых пород, сложенных тонкозернистым халцедоном (1–2%), редкими чешуйками мусковита. Из акцессорных минералов отмечаются окатанные зерна циркона. В некоторых песчаных пластах в составе обломочной компоненты присутствуют фрагменты углефицированной растительности. Минеральные зерна в объеме породы образуют плотную структурную упаковку, соприкасаясь между собой краями. Участками близко расположенные зерна кварца срастаются друг с другом, формируя кластерные агрегатные сростки. Чешуйки мусковита в породах несут следы механических деформаций в виде волнообразных изгибов на контактах с кварцевыми зернами. В ряде песчаных пластов коллекторов мусковит слабо гидратирован, что проявляется в расщепление чешуек по краям на отдельные пластинки. Обломки минералов сцементированы полиминеральным кремнеземисто-глинисто-кальцитовым цементом. Кремнеземистый цемент контактово-регенерационного типа, по составу кварцевый, развит в местах соприкосновения кварцевых зерен. Глинистый цемент порово-прожилкового типа, по составу иллит-каолиновый, развит в межзерновом пространстве породы, либо образует слои и линзочки толщиной до 0,15 мм. Кальцитовый цемент сгустково-прожилкового типа, по структуре мелко-среднезернистый, образует плотные гнездовидные агрегаты в локальных участках породы. Из аутигенных минералов часто встречается пирит, образующий агрегаты размером до 0,15 мм, пространственно тяготеющих к участкам развития глинистого и кальцитового цемента, по которым он развивается.

Песчаники содержат от 10 до 20% пор. Поры межзерновые, сообщающиеся, образуют пересекающиеся извилистые каналы диаметром от 0,05 до мм, выполнены нефтью. По песчаным коллекторам отмечается тенденция уменьшения порового пространства с увеличением в них содержания глинистой компоненты и кальцитового цемента.

Сравнение песчаников из разрезов бобриковского горизонта дающих хорошие притоки нефти и дающих только пластовые воды показало, что основные отличия заключаются в следующем. В нефтеносных разрезах песчаники отличаются небольшим содержанием глинистого материала (до 5%) и фактически полным отсутствием аутигенного кальцитового цемента. Преобладает кремнеземистый цемент контактово-регенерационного типа. Пористость варьирует в пределах 15–20%. При этом нефти содержат относительно небольшое количество тяжелых фракций углеводородов, что указывает на их слабую подверженность процессам окисления. В ряде разрезов с небольшими дебетами нефти и высокой степенью обводненности добываемого флюида, песчаники характеризуются повышенным содержанием кальцитового аутигенного

цемента, который существенно ухудшает структуру порового пространства коллектора, снижает пористость и проницаемость нефтяного пласта. В заметных количествах появляются аутигенные агрегаты пирита, сужающие поровые каналы и матасоматически замещающие ранее образованный кальцитовый цемент. Кроме того, в составе нефти в больших количествах присутствуют тяжелые асфальтено-парафиновые фракции углеводородов, что указывает на ее биохимическую деградацию. Все эти признаки присущи нефтяным залежам претерпевшим естественное заводнение при проникновении в пласты коллекторы законтурных подземных вод [1, 2]. Если песчаные нефтеносные пласты располагаются ниже зоны уровня регионального водонефтяного контакта, то при их опробовании, как правило, получают только притоки водного флюида. Подобные водоносные песчаники отличаются от нефтеносных, высоким содержанием прожилкового аутигенного кальцитового цемента. Часто кальцитовые прожилковые агрегаты срстаются между собой с образованием сплошной зоны вторичной цементации. Биохимические процессы окисления нефти способствуют появлению битума, который тоже участвует в цементации песчаных пород коллекторов. Если взаимосвязь нефтепродуктивности песчаников с процессами кальцитизации достаточно хорошо прослеживается, то влияние глинистой компоненты проявляет себя не совсем однозначно. В ряде разрезов в составе терригенных пород коллекторов, дающих небольшие притоки нефти, содержится 10–12% глинистого материала. При таком количестве тонкодисперсной фракции большая часть порового пространства нефтенасыщенных пластов должна быть закальматирована за счет образования глинистых перемычек в местах сужения порово-фильтрационных каналов. Однако, это не происходит. Причиной незначительного влияния глинистой фракции на дебиты нефти может являться как характер распределения глинистых частиц в породе, так и состав глинистых минералов. При описании kernового материала было выявлено, что в нефтенасыщенных песчаниках глинистые минералы в одних случаях могут частично выполнять поровое пространство в виде цемента, в других – образовывать тонкие прослойки и линзочки. Именно линзовидно-слоистый характер распределения глинистого материала в породе не препятствует нефтеотдачи терригенных коллекторов, тогда как присутствие в значительных количествах порового глинистого цемента затрудняет движение нефти, слабо затрудняя фильтрацию пластового водного раствора. В последнем случае на выходе получаем сильно обводненную продукцию. Преобладание в составе глинистой фракции не способных к набуханию иллита и каолинита, сцементированных сингенетическим нерастворимым органическим веществом – керогеном, не способствует отрыву глинистых частичек от ранее сформированных на стадии седиментогенеза и диагенеза глинистых линзовидно-прожилковых агрегатов, что исключает их переход во взвешенное состояние. При этом, если в составе глинистых минералов песчаников в заметных коли-

чествах появляются смешанослойные фазы, способные к набуханию, то вместо нефти скважины будут давать преимущественно водный флюид.

Таким образом, нефтеотдача песчаных пород коллекторов будет определяться с одной стороны чисто седиментационными факторами, с другой – вторичными процессами, сопровождающими окисление нефти в пластах.

Литература

1. Королев Э.А. Этапность преобразования песчаных коллекторов тульско-бобриковского возраста в эрозионных врезках на территории Татарстана // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. 2014. Т. 156, кн.3. С. 87–97.
ахибгареев Р.С. Вторичные изменения коллекторов в процессе формирования и разрушения нефтяных залежей. Л.: Недра, 1989. 260 с.

НЕКОТОРЫЕ МИКРОСКОПИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КРАСЯЩЕГО ВЕЩЕСТВА СОЛЯНЫХ ПОРОД ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

Верхнекамское месторождение калийных солей (ВКМКС) (Пермский край, г. Березники, Соликамск) представляет собой линзообразную субгоризонтальную залежь кунгурского возраста, вытянутую в меридиональном направлении (размер 205×55 км) и имеющую слоистое строение. Калийные соли представлены (снизу вверх) сильвиновой и карналлитовой зонами с подчиненным количеством прослоев каменной соли. В процессе гравитационного скольжения от бортов к центру и при малом угле наклона соляного ложа в слоистой толще формировалась складчатость с локальными пластическими и хрупкими деформациями, что способствовало проявлению катагенетических преобразований в породах (соскладчатый катагенез), выражающихся в изменении структурно-текстурных и вещественных характеристик пород.

Отличительной особенностью прикамских калийных солей является их яркая окраска, которая привлекала исследователей в разные годы, начиная с 20-х гг. прошлого века, когда было открыто месторождение. Уже тогда ими было замечено, что красные и оранжевые цвета характерны именно для калийных минералов и связано это с многочисленными включениями гематита и гетита. Предполагается, что включения красящего вещества образуются в результате радиолитиза воды и последующего окисления изоморфной примеси железа, присутствующей в сильвине и карналлите [1].

Верхнекамские сильвиниты (из разрезов незначительно затронутых вторичными преобразованиями) окрашены в красный цвет различной интенсивности (от светло-красного до сургучного) и имеют ритмичнослоистую текстуру, которая подчеркивается присутствием галопелитовых и галитовых прослойков. Зерна сильвина субизометричной или брусковидной (в случае ориентированной структуры) формы. Частицы красящего вещества размером в среднем меньше микрона, представленные гематитом и гетитом, рассеяны, как правило, закономерно и весьма неравномерно (рис. 1). В зависимости от степени перекристаллизации они могут быть локализованы густо и равномерно по всему объему зерна или только по его периферии, формируя окрашенную кайму. Нередко, особенно в брусковидном сильвине, фиксируется локализация красящего вещества вдоль полос Чернова-Людерса, что, наравне с ориентированной структурой, указывает на постдиагенетические изменения, связанные с тектоническими деформациями соляной толщи. В целом для сильвина характерна тенденция – с увеличением степени перекристаллизации породы частицы красящего вещества «отгоняются» в направлении края зерна. Кроме того, в сильвинитах нередко

наблюдаются бесцветные каймы вдоль границ зерен, где частицы красящего вещества изогнуты или слегка деформированы, что указывает на более поздний «вынос» их в результате миграции растворов в межзерновом пространстве.

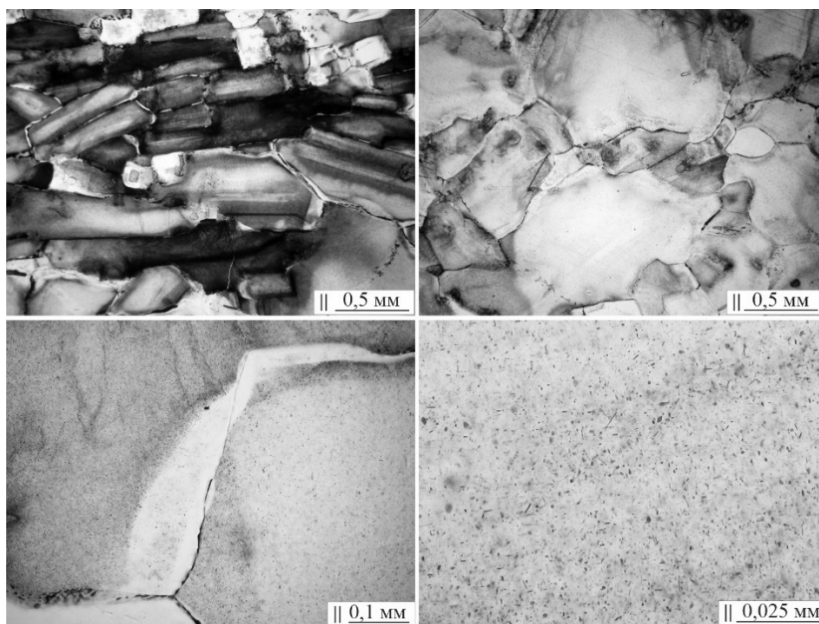


Рис. 1. Неравномерное распределение микрочастиц красящего вещества в зернах сильвина (бесцветные кубические зерна на верхнем микрофото – галит)

Карналлитовые породы имеют окраску от тёмно-оранжевой через светло-жёлтую до бесцветной. Для большинства оранжевых разновидностей чаще всего характерны ориентированная структура и слоистое строение, отражающее чередование карналлитовых слойков, галопелитового материала и каменной соли. В прослоях же со светлой окраской размер зерен укрупняется и они приобретают более изометричную форму, а текстура породы меняется на массивную; прослои каменной соли отсутствуют. Такие изменения карналлититов связаны с процессами перекристаллизации на фоне тектонических деформаций соляной толщи.

Так же, как и в сильвине, в зернах карналлита присутствуют микрочастицы гематита и гетита, но здесь их размер варьирует в более широком диапазоне – отдельные индивиды могут достигать первых десятых миллиметра, в единичных случаях сростки гетита доходят до первых миллиметров (рис. 2). Распределение железистых включений в карналлите также весьма неравномерно, однако, в нем чаще встречается их закономерное расположение («первичная» решетка, «вторичная» локализация вдоль линейных, серповидных дислокаций). Кроме того отмечаются зерна с зональной окраской, возникшей при гидратации за счет миграции водных растворов – в центральной части преобладают оранжевые пластинки гематита, а по периферии – желтые игольчатые кристаллы гетита.

С увеличением степени перекристаллизации карналлитовых пород происходит выщелачивание железистых включений, как правило, в направлении от края зерна к центру – сначала формируются бесцветные «чистые» каймы, а затем остаются реликтовые участки с сохранившимися включениями. Для последних часто характерно скелетное строение на фоне пересыщения растворов железом. То есть в процессе перекристаллизации карналлитовых пород очищение зерен от красящего вещества происходит от периферии к центру.

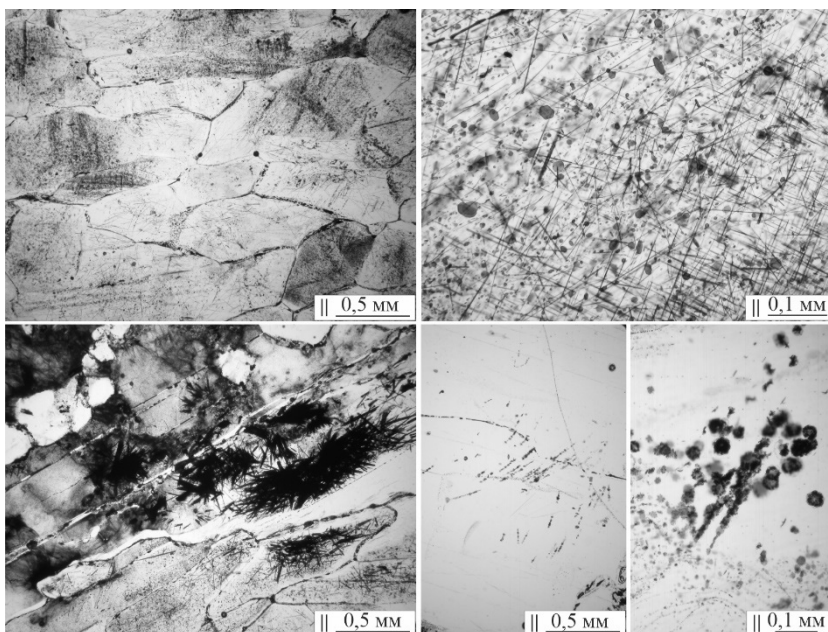


Рис. 2. Характер распределения и морфология микрочастиц красящего вещества в карналлите (гематит – пластинки, гетит – игольчатые кристаллы (отдельные и в ежевидных сростках))

Таким образом, в процессе эволюции соляной толщи частицы красящего вещества претерпевают переориентировку, деформацию и последующее выщелачивание. Выявление этих признаков при микроскопических исследованиях, наряду с другими особенностями пород, позволяет использовать их для оценки степени преобразования солей.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ в рамках государственного задания (рег. номер НИОКТР 124020500052-9) «Процессы рудообразования и гипергенной трансформации эвапоритов Пермского Предуралья».

Литература

1. Чайковский И.И., Чиркова Е.П., Трапезников Д.Е. Хромжелезистые метакolloидные образования из белых карналлититов Верхнекамского месторождения // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2017. № 3 (267). С. 20–27.

ВОЗНИКНОВЕНИЕ, СТАНОВЛЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ЭВОЛЮЦИОННОГО НАПРАВЛЕНИЯ ЛИТОЛОГИИ

Проблемы эволюции, в том числе эволюции неживой природы интересовали человечество, и прежде всего в лице ученых, с древнейших времен. Так, Гераклитом ещё в античные времена была сформулирована достаточно часто повторяемая в той или иной форме максима о том, что все течет и все изменяется и что в одну и ту речку нельзя войти дважды, поскольку вода будет уже другой. По одной группе процессов, относящейся сейчас к области геологии, а именно изменению обстановок в течение истории достаточно четко и однозначно высказался величайший мыслитель античного мира «отец всех наук» Аристотель [1, с. 25–26].

Конец античности и становление, по крайней мере в Европе, христианства, знаменовалось наступлением по терминологии европейской историографии «темных времен», ситуация резко изменилась, что весьма определенно сформулировал в своих лекциях по истории науки В.И. Вернадский [2, с. 110, 111].

История человечества, однако, продолжалась, мир становился иным, появились новые воззрения, нередко крамольные. В этом отношении интересно сравнить высказывания и представления двух выдающихся естествоиспытателей, энциклопедистов второй половины XVIII века француза Ж. Бюффона и его современника М.В. Ломоносова

Ж.Л. Бюффон проводил идеи об использовании данных о современных условиях и процессах для воссоздания обстановок прошлого строения Земли нами обитаемой» [3, с. 86]. Забегая несколько вперед, следует отметить, что подобные представления (явились) послужили основой становления и развития актуалистического метода в геологии. Существенно иные представления развивал М.В. Ломоносов, который уже в 1763 году указал: «И во первых твердо помнить должно, что видимыя телесныя на земли вещи и весь мир не в таком состоянии были с начала от создания, как ныне находим, но великия происходили в нем перемены, что показывает [4, с. 508–509]

Во второй половине XIX столетия после работ Ч. Дарвина, в естествознание вошли идеи эволюции на более глубоком уровне, но в геологию они практически не проникали. Эволюция признавалась в самой общей «примитивной» форме – трансгрессии и регрессии, поднятия и опускания земной коры и др. без изменения сути самих процессов, скоростей их протекания, появления и исчезновения каких-либо обстановок, в том числе специфических для определенных эпох и т.д.

Показательна в этом плане двойственная позиция одного из крупнейших геологов рубежа XIX и XX веков Иоганнеса Вальтера, который, с одной стороны, считал более или менее постоянными силы и процессы «неживой природы», а с другой признавал влияние эволюции организмов на образование осадочных пород [5, с. 6, 115, 514; 6, с. 138; 7, S. 1003, XXIX–XXX]. Основываясь на этих положениях «... возникла *сравнительная литология* (выделено И. Вальтером – В.К.), позволяющая судить об отложениях давно прошедших времен по соответствующим образованиям настоящего времени» [5, с. 514].

В начале XX столетия в плане рассматриваемой проблемы произошли важные открытия. Показательно, что среди всех разделов геологии изменение во времени геологических обстановок и геологических процессов было установлено именно на примере осадочных пород. И это, в общем, закономерно. Если последовательность событий устанавливалась по данным палеонтологии и основанной на ней стратиграфии, то сами события, условия древних эпох выражены, зафиксированы и реконструируются главным, определяющим образом на основе изучения осадочных пород.

Идеи эволюции только «пробивали дорогу» и перелом начался в середине XX века. К сороковым годам этого столетия идеи об эволюции осадочного породообразования, равно как и эволюции геологических процессов в целом, явно созрели, поскольку в той или иной форме были высказаны практически одновременно разными учеными.

Видимо, одним из первых, или даже первым, вопрос об отличии древних и современных обстановок осадкообразования и осадконакопления поставил Л.В. Пустовалов: «Только лишь в том случае, если мы учитываем историческую обстановку осадкообразования, мы можем рассчитывать достигнуть правильных и надежных результатов. Формальное же сопоставление неминуемо должно привести к грубым ошибкам» [8, с. 371]. Аналогичные соображения по отношению к обстановкам осадконакопления и породам вскоре высказал и обосновал Н.М. Страхов [9, с. 43]. Как с некоторым сожалением и даже, горечью отметил А.Л. Яншин, «... сломлена парадигма актуализма была не в области тектоники, а в области литологии» [10, с. 5].

Рассматривая проблемы эволюции нельзя не отметить фундаментальных исследований А.Б. Ронова [11], На огромном фактическом материале им было показано изменение объемов различных петрографических типов осадочных и вулканогенно-осадочных пород и их соотношений в геологической истории Земли, точнее в течение неогена, во многом их состава, как в осадочной оболочке в целом, так и по основным структурным элементам литосферы.

Следующий этап и активизация исследований эволюции осадочного породообразования и осадочного процесса в целом, равно как и существенно более общие аспекты и проблемы эволюции геологических процессов и геологических обстановок в целом связан с именем академика А.Л. Яншина, когда была

опубликована его статья о красноцветных формациях, где было показано влияние жизни на процессы выветривания и соответственно различие этих процессов и их результатов в условиях разного климата и соответственно разного распространения жизни [12].

Позднее сама проблема эволюции геологических процессов, обстановок и других аспектов геологии как науки изучалась и разрабатывалась как самим А.Л. Яншиным, его сотрудниками, так и в различных организациях по стране в целом. Так, были исследованы эволюция фосфато- и соленакопления, красноцветных формаций и, главное – общие проблемы эволюции геологических обстановок и геологических процессов в целом, что, в частности нашло свое выражение в организации целой серии специальных совещаний, публикации отдельных монографий, тематических сборников

Поскольку осадочный процесс тесно связан, а нередко и определяется жизнедеятельностью организмов, важные материалы по эволюции осадочных пород и обстановок осадконакопления были также получены при выполнении Программы Президиума РАН «Происхождение биосферы и эволюция гео-биологических систем».

Подводя итог краткому рассмотрению развития эволюционного раздела Литологии, можно с полным правом утверждать, что работы трёх выдающихся отечественных ученых – Л.В. Пустовалова, Н.М. Страхова и А.Л. Яншина своими исследованиями заложили основы создания, наряду с уже существующими стадийным (стадийно-литологическим) и седиментационным (седиментационно-генетическим) разделами литологии, особого, третьего – эволюционного раздела, который включил вопросы эволюции осадочного процесса и общей эволюции геохимических обстановок внешних геосфер планеты Земля и вошел на правах полноценного раздела и в учебную литературу.

Литература

1. Аристотель. Метеорологика. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 240 с.
2. Вернадский В.И. Труды по всеобщей истории науки. 2-е изд. М.: Наука, 1988. 336 с.
3. Бюффон Ж.Л.Л. Всеобщая и частная естественная история графа де Бюффона. Часть 1. СПб., 1789.
4. Ломоносов М.В. О слоях земных Сочинения Ломоносова. Том второй. Санктпетербург: Изд. А. Смирдина, 1850. 587 с.
5. Вальтер И. История Земли и жизни. СПб.: Изд-во П.П. Сойкина, 1912. 539 с.
6. Вальтер И. Начатки геологии. Петроград: Просвещение, 1915. 154 с. (перепечатка: Гос. изд-во: Просвещение, 1920. 152 с.).
7. Walther J. Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Iena, Gustav Fischer, 1893/1894.
8. Пустовалов Л.В. М.-Л. : Гостоптехиздат, 1940. Т 1. 476 с. Т. 2. 420 с.
9. Страхов Н.М. Основы исторической геологии. М.-Л.: Госгеолтехиздат, 1948. 253 с.
10. Яншин А.Л. Л.В. Пустовалов – основоположник учения об эволюции геологических процессов // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1993. № 4. С. 3–9.
11. Ронов А.Б. Стратисфера, или осадочная оболочка Земли (количественное исследование) М.: Наука, 1993. 144 с.
12. Яншин А.Л. Красноцветные формации // БСЭ, 1953. Т. 25. С. 264.

Н.Б. Кузнецов¹, Т.В. Романюк²

1 – ГИН РАН, Москва

2 – ИФЗ РАН, Москва

ИСТОРИЯ ЗАПОЛНЕНИЯ ИНДОЛО-КУБАНСКОГО ПРОГИБА – ТРАДИЦИОННЫЕ И СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ

В середине 20-х годов XX в. А.Д. Архангельский впервые выделил кайнозойский прогиб, занимающий западную часть северного Предкавказья, большую часть Азовского моря и Степного Крыма, и назвал его Причерноморским [1, стр. 141]. Полвека спустя для этого прогиба М.В. Муратов ввел в обиход название «Индоло-Кубанский прогиб» (**И-КП**) – по названиям р. Индол в Горном Крыму (**ГК**) и р. Кубань на Большом Кавказе (**БК**) и на западе Предкавказья [7], которое стало общепринятым. И А.Д. Архангельский, и М.В. Муратов трактовали этот прогиб как предгорный прогиб, сложенный продуктами эрозии **ГК** и **БК** – Крымско-Кавказского орогена. Спустя сто лет от момента выделения этого прогиба большинство исследователей продолжает придерживаться традиционных представлений о генетической связи роста Крымско-Кавказского орогена с историей заполнения **И-КП**.

Вопрос о времени воздымания Крымско-Кавказского орогена, и прежде всего его Кавказского сегмента, также был поставлен и начал обсуждаться около 100 лет назад. Еще до Великой Отечественной войны сотрудник ВСЕГЕИ Л.А. Варданыц (чл.-корр. АН АрССР) писал о том, что горный рельеф **БК** возник лишь в самом недавнем геологическом прошлом. В частности, в монографии [2] на стр. 31, со ссылками на свои довоенные публикации Л.А. Варданыц писал: *«Воздымание Кавказа и расчленение его рельефа, т.е. формирование современного высокогорного облика этой страны, началось ещё в апшероне, но с особой интенсивностью проявилось лишь в постплиоцене и, в основном, закончилось к началу хвалынского века»*. Однако представления Л.А. Варданыца не нашли поддержки в геологическом сообществе, а общепринятой стала система взглядов, согласно которой воздымание современного орогена **БК** и одновременное заполнение предгорного **И-КП** продуктами разрушения этого горного сооружения началось еще в палеогене, а возможно и ранее. Наилучшим образом эта точка зрения изложена в [7]. В соответствии с этой точкой зрения начало формирования нижней (тонкой) молассы, принято относить ко времени накопления олигоцен-нижнемиоценовой майкопской серии, отражающей существование низкогорной островной суши там, где сейчас расположен ороген **БК**, источник тонкообломочного материала, аккумулярованного в **И-КП**.

Появление высокоразрешающих сейсмостратиграфических материалов по **И-КП**, а также появление возможности U-Pb датирования детритового циркона (**dZr**), дает возможность получать информацию об источниках сноса

и по-новому рассмотреть вопросы о времени воздымания **БК** и истории заполнения **И-КП**.

Мы провели сейсмостратиграфический анализ серии сейсморазведочных разрезов **И-КП**, а также изучили петро-литологический состав и $U-Pb$ возрасты dZr песчаных пород из некоторых меловых и кайнозойских толщ **БК** и **И-КП**.

Сейсмостратиграфический анализ. Если бы **И-КП** был заполнен преимущественно продуктами разрушения комплексов **БК**, то ориентировка клиноформенных тел на сейсмических монтажах была бы со стороны **БК**. Однако анализ материалов по Азовскому морю и Западному Предкавказью показывает, что до плиоцена ориентировки всех клиноформенных тел свидетельствуют о боковом наращивании разреза только со стороны Восточно-Европейской и/или Скифской платформ (**ВЕП** и **СкП**, соответственно) [1, 4, 9]. Клиноформенных структур, ориентированных на север от западного сегмента **БК** не выявлено. То есть, сейсмостратиграфических доказательств существования горного сооружения в западной части современного **БК** вплоть до конца плиоцена нет(!). Это указывает на то, что до конца плиоцена заполнение **И-КП** осадочным материалом происходило только с севера (в современных координатах). В настоящее время на месте депоцентра этого осадочного бассейна расположено горное сооружение **БК**.

Литолого-петрографический анализ. Литолого-петрографическое изучение песков и песчаников некоторых меловых и кайнозойских толщ **БК** и Предкавказья показало, что здесь в этих толщах участвуют в основном глубоко зрелые пески и песчаники существенно кварцевого состава. Незрелых граувакковых и полимиктовых пород фактически нет. Все это указывает на далекий перенос обломочного материала аккумулярованного в толщах верхнего мезозоя и дочетвертичной части кайнозоя западных сегментов **БК** и Предкавказья.

$U-Pb$ датирование dZr из песчаных пород. Геохронологические характеристики источников сноса, расположенных на **ВЕП** и **СкП**, т.е. к северу от северного борта осадочного бассейна, реликты которого сейчас образуют **И-КП**, и источников сноса, расположенных на **БК** и в **ГК**, т.е. к югу от южного борта **И-КП** (см. обзор в [6]), существенно разные. На **БК** и в **ГК** («южные» источники) широко представлены юрские магматические образования – потенциальные первичные источники зёрен dZr с юрскими возрастными в диапазоне ~168–185 млн лет. В «северных» источниках кристаллических комплексов с такими молодыми датировками нет.

Мы провели (1) датирование зёрен dZr и (2) сбор литературных соответствующих геохронологических данных. Совместный анализ этих материалов

показал, что в песчаных породах доплиоценовой части верхнемезозойско-кайнозойского разреза **И-КП** зерен **dZr** с юрскими возрастами в массовом количестве нет. Статистически значимые популяции юрских **dZr** появляются в толщах не древнее плейстоцена.

Все это означает, что большую часть истории заполнения **И-КП** в нем шло накопление материала, приносимого, преимущественно, с **ВЕП** и **СкП**. Заполнение прогиба происходило по механизму заполнения окраинноконтинентального («перикратонного») прогиба. Об этом свидетельствуют результаты:

(1) сейсмостратиграфического анализа профилей, ориентированных вкрест **И-КП** [1, 4], показывающие, что клиноформы сформированы за счет поступления обломочного материала с севера – со стороны **ВЕП** и **СкП**;

(2) литолго-петрографического изучения песчаных пород меловых и кайнозойских толщ западных сегментов **БК** и Предкавказья, показывающие отсутствие граувакк в этих толщах;

(3) анализа характера распределения возрастов **dZr** из песчаных пород меловых и кайнозойских толщ, показавшего фактическое отсутствие в этих породах продуктов размыва Крымско-Кавказского орогена (см. обзор в [7]).

Трансформация **И-КП** из перикратонного прогиба в предгорный прогиб произошла не ранее начала плейстоцена [10].

Из пересмотра устоявшихся базовых представлений о способе заполнения и тектонической природе **И-КП** неизбежно следуют выводы о необходимости корректировки численных моделей углеводородных систем и представлений о начале воздымания орогена **БК**.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФ-23-27-00409.

Литература

1. Архангельский А.Д. Избранные труды. М.: АН СССР. Т. II. 1954. 672 с. (стр. 122-147) (перепечатка из: Архангельский А.Д., Шацкий Н.С. Схема тектоники СССР // Бюлл. МОИП. 1937. 11. № 4.)
2. Варданыц Л.А. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Ереван: Изд-во Академии наук Армянской ССР. 1948. 184 с.
3. Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Шалаева Е.А. и др. О строении западных сегментов Кавказа и Предкавказья в свете новых представлений о времени начала воздымания Кавказского орогена // Нефтяное хозяйство. 2024а. № 5. С. 42–47.
4. Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Махиня Е.И. и др. Тектоно-гравитационные detachments южного борта Западно-Предкавказского прогиба, установленные по результатам сейсмостратиграфического анализа // Нефтяное хозяйство. 2024. № 5. С. 54–61.
5. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Данцова К.И. и др. К вопросу о тектонической природе Западно-Кубанского прогиба // Нефтяное хозяйство. 2023. № 9. С. 78–84.
6. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Данцова К.И. и др. Характеристика осадочных толщ Индоло-Кубанского прогиба по результатам U-Pb датирования зерен детритового циркона // Недра Поволжья и Прикаспия. 2024. № 1. С. 4–15.

7. Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Очерки региональной геологии СССР. Геологическое строение Кавказа. М.: МГУ. 1963. 378 с.
8. Муратов М.В. Тектоника и история геологического развития древних платформ и складчатых геосинклинальных поясов. Избранные труды. М.: Наука. 1986 // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972. Т. 47, вып. 5. С. 61–71.
9. Попов С.В., Антипов М.П., Застрожных А.С. и др. Колебания уровня моря на северном шельфе Восточного Паратетиса в олигоцене – неогене // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18. № 2. С. 99–124.
10. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б. Возраст западного сегмента орогена Большого Кавказа как источника детрита // Актуальные направления и перспективные тенденции в науках о Земле (первая четверть XXI века). Редактор Д.П. Гладкочуб. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2024. С. 18.

В.Б. Курносав¹, Б.А. Сахаров¹, И.А. Морозов², Д.М. Кориунов¹

1 – ГИН РАН, Москва

2 – ИГЕМ РАН, Москва

**ФОРМИРОВАНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ
В ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОСАДКАХ ИЗ ЦЕНТРА
ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ, СКВАЖИНА ODP 1036A,
СРЕДИННАЯ ДОЛИНА ХРЕБТА ХУАН ДЕ ФУКА, ТИХИЙ ОКЕАН**

Океанические спрединговые хребты, расположенные около континентов, перекрыты четвертичными осадками мощностью в сотни метров. В осевых долинах этих хребтов конвективные гидротермальные системы, в которых рудообразующие растворы разгружаются на дне в виде гидротермальных источников, охватывают кроме кристаллического фундамента, также и осадочный покров. На сегодняшний день в Мировом океане есть только один такого рода объект, в котором пробурены глубоководные скважины. Это гидротермальное поле «Мертвая собака» в Срединной Долине хребта Хуан де Фука (северо-восточный сектор Тихого океана, около Северо-Американского континента) (рис. 1). На этом гидротермальном поле, в 9 м от гидротермального источника с температурой 268°C, пробурена скважина ODP 1036A глубиной 38.50 м.

Основным методом нашего изучения глинистых минералов в верхнеплейстоценовых преимущественно глинистых осадках из скважины ODP 1036A было компьютерное моделирование рентгеновских дифракционных картин, полученных от ориентированных препаратов, насыщенных этиленгликолем [2, 4].

В разрезе верхнеплейстоценовых осадков из скважины 1036A терригенные глинистые минералы сохранились без изменения до глубины 10.04 м при низкой температуре примерно 17°C, которая обусловлена охлаждением осадков проникающей в них придонной морской воды. Они состоят из диоктаэдрических смектита, неупорядоченного смешанослойного смектит-иллита, иллита и триоктаэдрического хлорита.

В интервале глубин от 10.04 м до ~20 м при температуре от ~112°C до 200°C сформировался триоктаэдрический смешанослойный хлорит-смектит за счет преимущественно терригенного неупорядоченного смектит-иллита, его образование связано также с частичным растворением терригенных смектита и хлорита. В этом интервале из терригенных глинистых минералов сохранился только диоктаэдрический иллит. В новообразованном хлорит-смектите хлоритовые слои существенно преобладают над смектитовыми.

В нижней половине разреза осадков из скважины 1036A, в интервале глубин 20–38.50 м, при температуре от 200°C до 330°C исчезли все терригенные глинистые минералы. В интервале 20–30.70 м изученные образцы содержат только новообразованный триоктаэдрический смешанослойный хлорит-

корренсит с соотношением хлоритовых и корренситовых слое 0.50:0.50. В интервале 30.70–38.50 м в структуре триоктаэдрического неупорядоченного смешанослойного хлорит-корренсита существенно преобладают хлоритовые слои над корренситовыми (0.89:0.11). Таким образом, наблюдается вниз по разрезу тенденция к формированию хлорита вместо хлорит-корренсита.

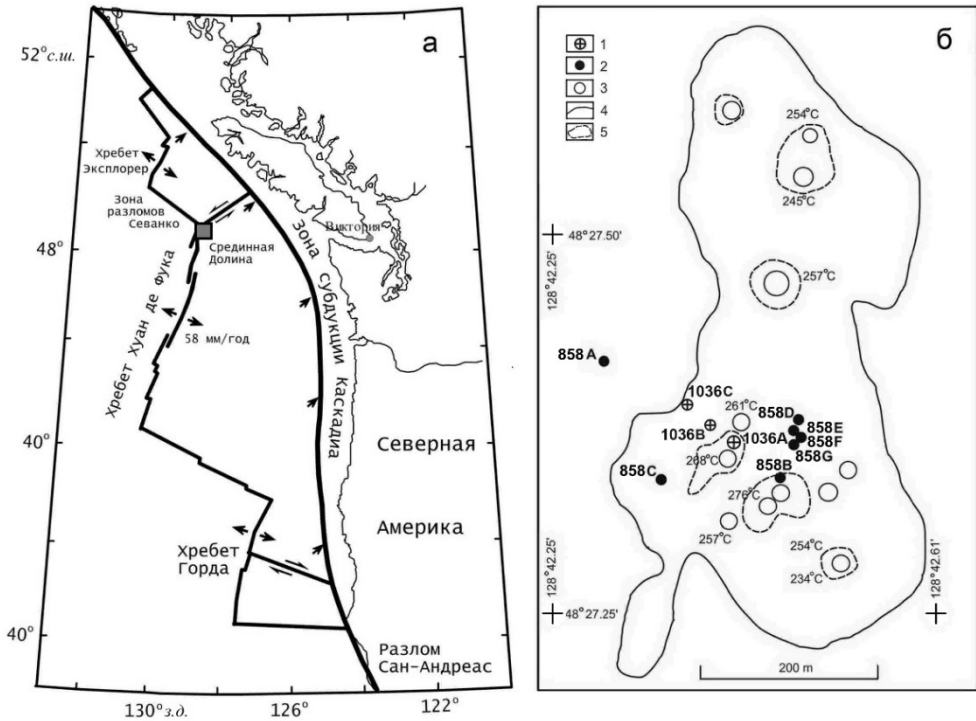


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема Срединной Долины хребта Хуан де Фука в северо-восточной части Тихого океана [1]:

серым квадратом показан район исследований, стрелки показывают направление движения плит (а); расположение скважин и гидротермальных источников в районе гидротермального поля «Мертвая собака» [1, 3] (б): 1 – скважины 1036А, В, С (рейс ODP 169), 2 – скважины 858А, В, С, D, F, G (рейс ODP 139); 3 – гидротермальные источники; 4 – контур гидротермального поля; 5 – граница гидротермальных отложений

В осадках из скважины 1036А вертикальная гидротермальная зональность формирования глинистых минералов прослежена в диапазоне температур от ~112–200°C до 270–330°C. Она отражена в преобразовании исходных терригенных глинистых минералов по схеме: диоктаэдрический смектит-иллит → триоктаэдрический хлорит-смектит → триоктаэдрический хлорит-корренсит → предположительно хлорит. Структурные переходы одних глинистых минералов в другие предполагают их формирование на каждом этапе по механизму растворения и синтеза.

В данном исследовании использованы образцы пород, отобранные в кернохранилище Программы океанского бурения – ODP (Ocean Drilling Program), расположенном при Техасском университете (Texas A&M University).

Авторы выражают благодарность Т.Д. Зеленовой за выделение из осадков фракции <0.001 мм и подготовку препаратов для рентгеновской дифрактометрии и Е.В. Покровской за проведение рентгеновских съемок.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00064, <https://rscf.ru/project/23-27-00064/>

Литература

1. Davis E.E., Mottl M.J., Fisher A.T. et al. Init. Repts. 1992. V. 139. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1026 p.
2. Drits V.A., Lindgreen H., and Salyn A.L. Determination by X-ray diffraction of content and distribution of fixed ammonium in illite-smectite. Application to North Sea illite-smectite // *Am. Mineral.* 1997. V. 82. P. 79–87.
3. Fouquet Y., Zierenberg R.A., Miller D.J. et al. // *Proc. ODP. Init Repts.*, 169: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1998.
4. Sakharov B.A., Lindgreen H., Salyn A.L., and Drits V.A. Determination of illite-smectite structures using multispecimen X-ray diffraction profile filling // *Clays and Clay Miner.* 1999. V. 47. P. 555–566.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИНДИЙСКОГО И АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНОВ: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

Наряду с учением об осадочной дифференциации в последние десятилетия все большее внимание исследователей привлекает проблема межбассейнового фракционирования, в которой акцент делается на литолого-геохимических различиях между крупными океаническими бассейнами и факторах, определяющих эти различия ([1] и др.). В частности, одному из аспектов этой проблемы – межбассейновым изменениям химического состава морской воды и форм элементов в водной толще – посвящен крупный международный проект «GEOTRACERS» [2], продолжающийся и в настоящее время.

Фактический материал нашего исследования представлен результатами анализа химического состава примерно 2000 проб плейстоцена Индийского океана и около 2500 проб плейстоценовых отложений Атлантики (порядка 20 000 элементоопределений для каждого из океанов). Плейстоцен понимается нами в соответствии с представлениями в монографии [3]. Доклад основан на обзорах геохимических особенностей плейстоценовых осадков обоих океанов [4, 5]. Химические анализы взяты из отчетов по рейсам глубоководного бурения и других литературных источников, список которых приведен в статьях [4, 5].

В настоящем докладе основное внимание уделено сравнительной характеристике среднеарифметических составов одинаковых типов отложений в обоих океанических бассейнах. С этой целью рассчитывались отношения средних содержаний химических компонентов в одинаковых типах осадков и в целом в средних составах плейстоцена обоих океанов. Заметно меньший акцент сделан на результатах сравнительного анализа средневзвешенных химических составов, а также абсолютных масс оксидов петрогенных элементов.

Для интерпретации полученных результатов мы использовали собственные расчеты площадей водосборов и распределения в их пределах различных климатических зон, а также областей гумидного климата, отличающихся по количеству ежегодно выпадающих атмосферных осадков.

Пелагические глины Атлантики примерно соответствуют по химическому составу пелагическим глинам Индийского океана по таким компонентам как SiO_2 , TiO_2 , MnO , MgO , Na_2O , V , Co , Zr . Обогащение наблюдается для следующих компонентов: Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , K_2O , P_2O_5 , Cr , Mo . Обеднены пелагические глины Атлантики Ni , Cu , Zn , Ba .

Для *гемипелагических глин* выделены те же три группы отношений значений средних арифметических составов плейстоцена Атлантики к плейстоцену Индийского океана. В первую группу (с отношениями от 0.8 до 1.2) входят:

SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , K_2O , Cr , Co , Ni , Y , Zr . Ко второй группе (с отношениями свыше 1.2) относятся: CaO , Na_2O , P_2O_5 , V . В третьей группе (с отношениями ниже 0.8) находятся TiO_2 и MnO .

Такие же три группы, как и для гемипелагических глин, выделены и для *терригенных турбидитов*. В первую группу вошли: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , K_2O , P_2O_5 , V , Cr , Ni , Ba , Y . Плейстоценовые терригенные турбидиты Атлантики относительно обогащены MnO , Na_2O , Zr . Они же обеднены CaO , Zn , Rb , Sr .

По *морским пескам* сравнительно мало данных по Индийскому океану. Можно только утверждать, что в плейстоценовых песках Атлантического океана заметно больше Cr и Ni , и меньше – MnO .

Для *кокколитовых илов и глин* выделяются: 1) группа примерно одинаковых содержаний химических компонентов в плейстоцене обоих океанов (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , Li , Sc , Zn); 2) группа компонентов, обогащающих плейстоцен Атлантики по сравнению с Индийским океаном (MnO , MgO , V , Cu , Rb , Ga , As , Pb , Th); 3) группа компонентов с меньшими содержаниями в плейстоцене Атлантики, чем в Индийском океане (TiO_2 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , Cr , Co , Ni , Sr , Ba).

Кокколитово-фораминиферовые илы и глины характеризуются следующими группами отношений химических компонентов в плейстоцене Атлантического океана к плейстоцену Индийского океана: 1) группа примерно одинаковых содержаний химических компонентов в плейстоцене обоих океанов (SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 , CaO , Li , Ba , Pb , Cs , Th); 2) группа компонентов, обогащающих плейстоцен Атлантики по сравнению с Индийским океаном (MnO , Na_2O , Sc , Co); 3) группа компонентов с меньшими содержаниями в плейстоцене Атлантики, чем в Индийском океане (Al_2O_3 , MgO , K_2O , P_2O_5 , V , Cr , Ni , Cu , Zn , Rb , Sr , U).

По *бентогенным и карбонатно-обломочным отложениям* материалов по химическому составу очень мало. Среднее содержание CaO практически одинаковое. Осадки Атлантического океана существенно обогащены Fe_2O_3 и MnO , а обеднены – MgO и Sr . Отметим, что за исключением MgO особенности отношений остальных указанных компонентов практически похожи во всех трех типах рассмотренных карбонатных отложений.

Наконец, рассмотрим данные по *диатомовым илам и глинам*. Только отношения Co и Y свидетельствуют о достаточной близости химического состава изучаемых осадков в плейстоцене обоих океанов. В Атлантике наблюдается обогащение Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , V , Cr , Ni , Ga , Zr . Плейстоцен Индийского океана, напротив, обогащен SiO_2 , TiO_2 , MnO .

Наблюдаемая картина обусловлена, главным образом, доминированием разных литотипов рассматриваемых отложений в сравниваемых океанах: в выборке плейстоцена Атлантического океана преобладают диатомовые глины района Бенгельского апвеллинга, а в Индийском океане – диатомовые илы и глины южного пояса кремнеаккумуляции.

В целом можно сделать вывод о том, что сравнительный анализ среднего химического состава плейстоценовых типов отложений обоих океанов имеет смысл проводить только для литогенных отложений, т.к. разброс содержаний основных биогенных компонентов (CaCO_3 и биогенного опала) сильно затрудняет сравнение состава биогенных осадков. В то же время наш метод расчета среднего химического состава плейстоцена с учетом средневзвешенных концентраций химических компонентов показал, что осадки Атлантики заметно более карбонатны (в 1.31 раза), чем их плейстоценовые аналоги из Индийского океана.

Интересно, что абсолютные массы всех компонентов химического состава основных групп плейстоценовых осадков существенно выше в Атлантическом океане. Вероятно, это явление объясняется более высоким отношением В/L, большей гумидностью климата на водосборах, более высокой первичной продукцией в Атлантике, особенностями рельефа дна.

Рассмотрение рассчитанных отношений средневзвешенных содержаний, например, оксидов петрогенных элементов в плейстоцене Атлантического океана к плейстоцену Индийского океана, показало, что определяющее значение для полученных результатов имеют отношения масс сухого вещества.

Можно утверждать, что существуют различные уровни взаимодействия осадочной дифференциации и межбассейнового фракционирования при формировании фациальной структуры плейстоценовых отложений в океанических бассейнах и различных их частях.

Литература

1. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. Количественное распределение осадочного материала. М.: Наука, 1974. 438 с.
2. Middag R., van Hulten M.M.P., Van Aken H.M. et al. Dissolved aluminium in the ocean conveyor of the West Atlantic Ocean: Effects of the biological cycle, scavenging, sediment resuspension and hydrography // *Mar. Chem.* 2015. V. 177, Part I. P. 69–86.
3. Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. *A Geological Time Scale 2004*. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2004. 599 p.
4. Левитан М.А., Антонова Т.А., Домарацкая Л.Г., Кольцова А.В., Сыромятников К.В. Химический состав плейстоценовых отложений Индийского океана // *Литол. и полез. ископаемые*. 2023. № 5. С. 423–444.
5. Levitan M.A., Antonova T.A., Domaratskaya L.G., Koltsova A.V. Geochemical peculiarities of the Atlantic Pleistocene sediments // *Lithology and mineral resources*. 2024. V. 59, No. 3. P. 247–267.

ИНЪЕКТИВНЫЕ ПЛОТНОСТНЫЕ ПОТОКИ – ОПЫТ АНАЛОГОВОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Среди стратифицированных отложений палеобассейнов известны тела хаотических грубообломочных терригенных пород с признаками подводно-оползневого генезиса [4–6], известные как олистостромы, микститы, осадочные меланжи. Границы таких тел с подстилающими осадками эрозийные, с признаками механического воздействия. Контакты с перекрывающими толщами – седиментационные, с «обтеканием» тел пластами фоновых отложений. Но некоторые микститы не имеют характерных для подводно-оползневых тел признаков механического воздействия на фоновые осадки [1, 5]. В современных водоемах широко развиты аналогичные палеомикститам «отложения переноса масс» (ОПМ): фаны, дебрисовые и турбидные потоки, подводные оползни. Знания о них основаны на изучении современных процессов седиментации [3–6, 10, 11], анализе динамики потоков различных дискретных сред [1, 7], аналоговом и расчетном моделировании [2, 8, 12, 13].

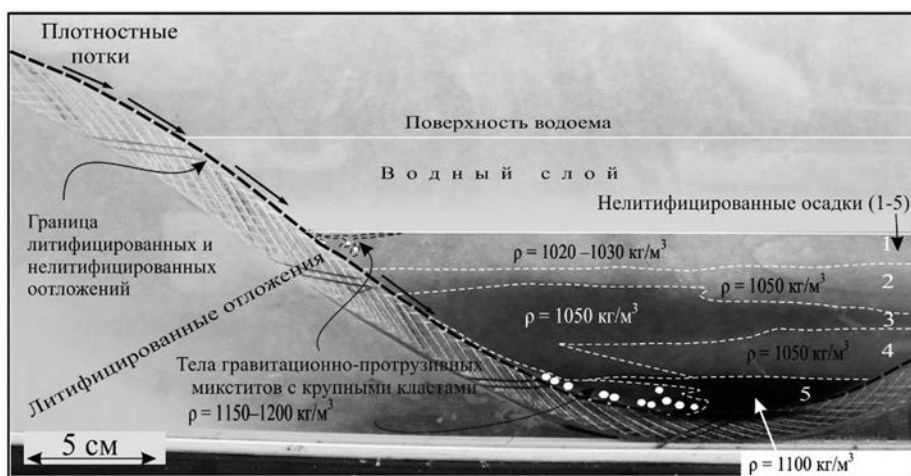
Образование ОПМ связано с гравитационными водно-каменными потоками на склонах бассейнов и отложением материала у подножия склона и на прилегающих участках дна бассейна [2–7]. Основным физическим параметром таких потоков является удельная плотность ($\rho_{уд}$), что и определило их название – «плотностные потоки». Они обладают значительной кинетической энергией, реализуемой в продвижении потоков в область глубоководных равнин, разрыве подводных кабелей, выпахивании каньонов, формировании валов нагнетания и пр.

Плотностной поток – это двухфазная дисперсная среда, которой свойственны связная и несвязная формы движения. В первом случае градиент скоростей частиц = 0 – поток движется как условно единое тело. Во втором – межзерновые связи ослаблены, градиент скоростей гранул > 0 . Возникает «внутрипотоковое» течение. Обе формы могут сосуществовать в едином потоке. Характерно «самоускорение» (self accelerating) плотностных потоков [13], за счет чего их энергия возрастает. В нижней части потока в результате гравитационного осаждения грубого материала возрастают скатывающая сила и скорость потока [12, 13]. Во фронте потока утяжеленная нижняя часть опережает основной поток и выдвигается вперед в виде языка, обладающего значительной кинетической энергией. Наибольшую E_k движущаяся масса приобретает в области перегиба склона, оказывая в подошве потока «подрезающее» действие [9].

В водно-каменных потоках прочность на разрыв на контакте твердых фрагментов значительно меньше их внутренней прочности, что является определяющим свойством гранулированных сред, для которых, в частности, ха-

рактерны [7, 9] сверхтекучесть и исчезновение структурных признаков среды после остановки потока. При движении дебрисового потока происходит хаотическое соударение частиц, что может быть приравнено к явлению вибрации. Гранулярная структура и режим «вибрации» придают дебрисным потокам свойства вязкой жидкости.

Общепринято, что тела ОПМ отложились на поверхности дна и были перекрыты более молодыми осадками [3–6]. Однако, учитывая слабую связность донных отложений и высокую энергию ОПМ, допустимо предположить, что плотностные потоки могут механически внедряться в податливые слабосцементированные донные осадки, прежде всего по градиентным плотностным границам отложений различного состава и степени литификации. В целях верификации этого предположения была осуществлена серия аналоговых экспериментов, один из которых приведен на рисунке.



Внедрение плотностного потока в неконсолидированные донные осадки (фото).
Аналоговый эксперимент: 1–4 – нелитифицированные отложения

В качестве «потоковых субстанций» использованы жидкости и суспензии разной плотности. Правомерность такого подхода основана на следующем: плотностные потоки представляют собой водные суспензии; плотность является основным параметром, определяющим динамику гравитационных потоков; существуют аналоговые модели плотностных потоков с использованием водно-твердофазной суспензии [2]. Имитаторами осадочных слоев служили подкрашенные жидкости различной плотности (водно-соляно-глицерино-полимерные растворы). Плотностные потоки имитировались подкрашенными суспензиями (жидкая фаза – фруктовые соки с добавкой загустителя Е418 и глицерина, твердая фаза – семена базилика). Суспензии порциями выплескивались с шельфа на склон, образуя плотностные потоки. При определенных, эмпирически подобранных углах наклона поверхности склона и плотностных

параметрах, вещество потока по ослабленным зонам (границам слоев разной плотности) проникало внутрь неконсолидированных осадков, раздвигая их и формируя бескорневые изолированные тела. Наиболее часто внедрение плотностных потоков осуществлялось по граничной плоскости «консолидированных отложений» и «неконсолидированных осадков».

Таким образом, наличие своеобразных палеомикститов, анализ данных о динамике отложений переноса масс и результаты эксперимента подтверждают возможность механического внедрения вещества плотностных потоков внутрь осадочного чехла, что позволяет говорить о существовании гравитационно-инъективных микститов – не диагностируемом ранее типе отложений переноса масс.

Исследование выполнено по теме ФГБУН Геологического института РАН

Литература

1. Забродин В.Ю. Модель ледника как идеальный объект теории динамических систем // Георесурсы, геоэнергетика, геополитика. 2011. Т. 1. № 3. С. 1–3.
2. Завьялов И.Н., Жмур В.В. Интенсивные взвесенесущие потоки в придонном слое океана на наклонном дне // Аэрокосмические исследования, прикладная механика. Труды МФТИ. 2010 г. Т. 2. № 3. С. 158–167.
3. Козлов С.А. Инженерно-геологическая стратификация Западно-Арктической нефтегазоносной провинции // Электронный научный журнал «Нефтегазовое дело». 2005. № 1. 24 с. http://www.ogbas.ru/aurhors/Kozlov/Kozlov_3.pdf.
4. Крапивнер Р.Б. Проблема генезиса четвертичных отложений шельфа Баренцева моря как отражение общего кризиса ледниковой теории // Арктика и Антарктика. 2020. № 4. С. 80–102. DOI: 10.7256/2453-8922.2020.4.34164
5. Леонов М.Г. Олистоостромые в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 173 с.
6. Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах / Ред. Ю.А. Богданов. М.: Наука, 1988. 310 с.
7. Ревуженко А.Ф. Механика сыпучей среды / Ред. Е.И. Шемякин. Изд-во ЗАО «ОФСЕТ»: Новосибирск. 2003. 374 с.
8. Соловьев А.С., Калач А.В., Паринов А.В. Особенности математического моделирования зоны распространения снежной лавины // Вестник Воронеж. Института ГПС МЧС России. 2014. Вып. 4 (13). С. 64–68.
9. Cambell C.S. Rapid Granular Flows // Annual Review of Fluid Mechanics. 1990. Vol. 22. P. 57–92. <https://doi.org/10.1146/annurev.fl.22.010190.000421>
10. Chikita K.A. Sedimentation by turbidity currents // J. of the Faculty of Science. Hokkaido Univ. 1980. V.6. № 2. P. 255–300.
11. Hjelstuen B.O., Eldholm O., Faleide J.I. Recurrent Pleistocene mega-failures on the S.W. Barents Sea margin // Earth and Planetary Science Letter. 2007. Vol. 258. P. 605–618.
12. Parker G., Fukuschima Y. Selfaccelerating turbidity currents // J. Fluid Mech. 1986. V. 71. P. 145–181.
13. Simpson J.E. Gravity Currents in the Environment and Laboratory // Ellis Workwood Ltd. Ser. in environmental science. 1987. 244 p.

БЭРОВСКИЕ БУГРЫ В СЕВЕРНОМ ПРИКАСПИИ: ЭТАПЫ И УСЛОВИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

В Северном Прикаспии широко распространены уникальные грядовые формы рельефа – бугры Бэра, получившие свое название в честь естествоиспытателя Карла фон Бэра. Исследователь впервые дал описание параметрических характеристик и способа возникновения этих форм рельефа в 1856 году. Несмотря на длительную историю изучения [1–10], происхождение бугров Бэра, время и условия их формирования до настоящего времени остаются нерешенными вопросами геоморфологии и палеогеографии Каспийского региона. Выделяется девять групп гипотез их происхождения. Слагающий гряды материал, особенности его залегания и ориентировки слоев (основного носителя палеогеоморфологической информации) трактуются исследователями по-разному. Задача доклада – представить обобщенную палеогеографическую схему этапов формирования этих форм рельефа.

Автором собрана информация по распространению, морфологии и внутреннему строению бугров Бэра в Северном Прикаспии. В ходе нескольких полевых сезонов детально изучено около 20 бугров, отобрано и исследовано большое количество образцов слагающего их материала. Образцы изучены комплексным литологическим, геохимическим, малакофаунистическим, геохронологическим методами. Результаты позволили заключить, что в строении бугров выделяются две литофации бугровых толщ и литофации шоколадных глин. Их суммарная мощность составляет от 5 до 10 м в зависимости от высоты бугра. Гряды являются аккумулятивными образованиями, которые формировались, в том числе, за счет выноса материала из межгрядовых понижений.

Согласно данным лазерной дифрактометрии, толщи имеют отличный мехсостав. Вверх по разрезу падает содержание глинистой и алевроитовой фракций, а количество песков возрастает, в литофации 1 уже встречаются мелкозернистые пески, полностью, как и тонкозернистые пески, отсутствующие в шоколадных глинах. Данные «сухого» метода демонстрируют преобладание отложений легкого механического состава. В нижней и средней частях типичного разреза преобладают более глинистые породы, легкие суглинки и глинистые пески, а в верхней – более сортированные тонко- и мелкозернистые пески. Разделение на литофации менее показательно по результатам «сухого» метода, тем не менее оба массива данных демонстрируют унаследованность материала бугровой толщи от шоколадных глин в алевроито-глинистой составляющей. Это свидетельствует о том, что в формировании материала бугров также участвовали иные источники материала, вероятно, аллювий рек. Верхняя бугровая толща имела более богатый песчаной фракцией источник поступления мате-

риала, либо более динамические условия осадконакопления. Вероятно, источник поступления материала обусловлен тем, что шоколадные глины в межбугровых понижениях были эродированы до подстилающих их песков. Наличие редких зерен глауконита свидетельствует о недалеком перевевании морских отложений. Согласно данным текстурного анализа, в бугровой толще идентифицированы дефляционные отмости, покрытые детритом или крупными кристаллами гипса, а в толще зафиксирована обратная градационная слоистость, свойственная своим образованием исключительно субаэральным эоловым условиям осадконакопления.

Микроморфологический анализ также показал выделение двух литофаций. Литофация 1 характеризуется менее плотной укладкой частиц, примерно равным содержанием однородных кристаллокластов (размерности мелкозернистого песка и крупной пыли) и глинистых агрегатов и более высокой степенью сортировки материала, чем в литофации 2. Обломки весьма хорошо окатаны, кристаллы гипса редки и весьма коррадированы. Зерна часто скреплены карбонатно-глинистым заполнителем. Отмечается высокая карбонатность толщи. В литофации 2 отмечается тонкое чередование слоев из глинистых агрегатов и более мощных слоев, состоящих из кристаллокласт пылевато-песчаной размерности, более выраженное, чем в литофации 1. Это свидетельствует, вероятно, о сезонности во время накопления материала. В сухой период в межрядовых понижениях могли развеваться такыровидные почвы и отложения шоколадных глин, а в более влажный период происходил привнос пылеватой составляющей. В случае обеих литофаций в формировании отложений участвовали два источника питания: однозначно обломки шоколадных глин, а также преимущественно кварцево-полевошпатные частицы более дальнего переноса (хвалынские пески, аллювий, хазарские пески). Слабоокатанные обломки в литофации 2 явно свидетельствуют о недалеком источнике материала.

Результаты радиоуглеродного датирования показали, что накопление бугровой толщи было не одновременным событием, а происходило стадийно по мере отступления береговой линии хвалынского моря с конца МИС-2 до начала МИС-1, интервал формирования рельефа бугров можно заключить между кал. тыс. лет до наступления новокаспийской трансгрессии.

По мере падения уровня хвалынского моря шло формирование морского рельефа на мелководье Северного Каспия за счет ветро-волнового воздействия на фоне падения уровня моря. В эксперименте, подтвердившем возникновение данных форм, были заложены скорости падения в 2,8 см/год и период моделирования составил тысячу лет. После того, как обширная территория Северного Прикаспия полностью освободилась от моря, вероятно, в максимум мангышлакской регрессии, когда климат был сухим, шло активное эоловое перевевание шоколадных глин, аллювия и других отложений, в результате чего сформировавшийся ранее морской рельеф был перевеван, и поверх него

сформировались эоловые дюны различной морфологии: куполовидные, линейные и поперечные. Прийти к таким выводам помогло проведение математического моделирования на обширном участке в низовье Волги, ранее не проводившееся. Однако причины падения уровня моря неоднозначны – это, вероятно, было связано с изменением действия сибирского максимума и отклонением западного переноса, а также с перетоком вод Каспия через Маныч.

Рельеф Прикаспийской низменности весьма неоднороден и представлен сложным сочетанием разноразмерных, чаще замкнутых понижений и гряд или же изометричных возвышенностей. Это морской рельеф, образовавшийся в результате ветро-волнового воздействия при спаде уровня моря. На этот рельеф сверху наложен эоловый рельеф, представленный дюнами различной морфологии. Вилообразные соединения между линейными грядами всегда обращены против ветра, что свидетельствует о доминировании ветров восточных румбов. Косая клиновидная и перекрестная текстура, часто изменяющиеся углы наклона слоевых швов и наличие обратной градационной слоистости – признак эоловой седиментации, обнаруженный в бугровой толще. Весь разнообразный грядовый рельеф на территории испытывает активное современное эрозионное, дефляционное и антропогенное воздействие, и является, по сути, реликтовым.

Работа выполнена в рамках научных тем географического факультета МГУ №№121051100135-0, 121040100323-5.

Литература

1. Федорович Б.А. Происхождение «бэровских бугров» Прикаспия // Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз. 1941. № 1. С. 72–86.
2. Иванова Г.А. К вопросу о происхождении бэровских бугров // Тр. ин-та геогр. АН СССР. 1952. Т. 51. С. 277–391.
3. Якубов Т.Ф. Происхождение Бэровских бугров в Прикаспийской низменности // Труды ин-та географии АН СССР. 1952. Т. 51. С. 253–277.
4. Леонтьев О.К., Фотева Н.Н. Происхождение и возраст бэровских бугров // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1965. № 2. С. 90–97.
5. Рычагов Г.И. Новые данные о генезисе и возрасте бэровских бугров // Вестник Московского университета. Сер. 5. География. 2009. № 5. С. 59–68.
6. Свиточ А.А., Ключиткина Т.С. Бэровские бугры Нижнего Поволжья. М.: Российская академия сельскохозяйственных наук, 2006. 159 с.
7. Сладкопещев С.А. О происхождении бугров Бэра // Вестник Московского ун-та. Сер. 5. Геогр. 1965. № 1. С. 80–84.
8. Бадюкова Е.Н. Еще раз о генезисе бэровских бугров // Вестник Московского ун-та. Сер. 5. География. 1999. № 4. С. 52–61.
9. Белевич Е.Ф. О происхождении бугров Бэра // Геоморфология. 1979. № 2. С. 57–68.
10. Жиндарев Л.А., Никифоров Л.Г., Рычагов Г.И. Морфолитодинамика береговой зоны приустьевых областей и проблема происхождения бэровских бугров // Вестник МГУ. Серия 5. География. 2001. № 1. С. 44–52.

ОПЫТ ВЫДЕЛЕНИЯ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ КАРБОНАТИЗАЦИИ ПОРОВОГО ПРОСТРАНСТВА В ТЕРРИГЕННОМ РЕЗЕРВУАРЕ

Введение. Явление постседиментационной карбонатизации в терригенных породах-коллекторах широко встречается на многих месторождениях углеводородов [1]. Заполнение пустотного пространства карбонатным цементом значительно ухудшает фильтрационно-емкостные свойства коллектора, а также влияет на перераспределение фильтрации флюидов при разработке месторождения. Обладая минимальной пористостью, породы могут выступать в роли флюидоупоров, однако вторичная трещиноватость может способствовать прорыву газа через карбонатизированные прослойки. В настоящее время исследование карбонатных песчаников зачастую ограничивается петрофизическими наблюдениями, однако седиментологическое изучение позволяет точнее исследовать природу и относительное время их образования в породе.

Краткое описание фациального строения месторождения. Изучаемым объектом являются пласты ПК₁₋₇ покурской свиты нефтегазового месторождения Пур-Тазовской нефтегазоносной области Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. Керновым материалом охарактеризованы 52 скважины, из которых на 11 скважинах с полноразмерным керном проводились детальные седиментологические исследования в объеме выноса 1406 м.

По результатам проведенного детального литолого-фациального анализа в соответствии с сиквенс-стратиграфической концепцией уточнена обстановка осадконакопления пластов ПК₁₋₇. Породы были сформированы в условиях постепенной борреальной трансгрессии [2] в обстановке приливно-отливной равнины. Самые ранние из исследуемых отложений (ПК₅₋₇) демонстрируют свидетельства континентальной обстановки (наличие угля, янтаря, ризокреций), затем наблюдается усиление влияния приливов-отливов (ПК₂₋₄) и постепенное затопление (сдвоенные углисто-глинистые слои, ихнофауны *Scolithos-Cruziana*), завершившееся накоплением пляжевых прибрежно-морских отложений ПК₁ (площадное распространение песчаников, увеличение доли монтмориллонита в породе) и полным затоплением территории (накопление глин кузнецовской свиты).

Литолого-петрофизическая характеристика. В разрезе каждой поисково-разведочной и пилотной скважины встречаются карбонатизированные прослойки – т.е. интервалы песчано-алевролитовой породы, цемент которой частично или полностью выполнен карбонатными минералами. Текстура таких пород слабо различима, реликтовая от первоначальной фации.

Мощность прослоев 0,2–1,3 м, отдельные пропластки достигают толщины 5,2 м. Коэффициент пористости по данным лабораторных исследований 1–6%,

в среднем 3,6%. Коэффициент проницаемости 1–16 мД, в среднем 4,8 мД, зависит от интенсивности карбонатизации и наличию трещиноватости.

По макроописанию керна, карбонатизация присутствует в виде тонких прослоев, цельных интервалов, а также в виде конкреций.

При общей мощности интервала ПК₁₋₇ около 220 м, средняя суммарная толщина карбонатизированных прослоев составляет 5,04 м, т.е. 0,02% от всего разреза. При этом 53% всех карбонатизированных прослоев приурочены к интервалу пластов ПК5-7, сформированных в прибрежно-континентальной обстановке.

Генетические типы карбонатизации. В соответствии с литологическими наблюдениями, по керну исследуемого месторождения выделяется два генетических типа цементации порового пространства карбонатными минералами [3]: конседиментационная и постседиментационная.

1. Конседиментационная карбонатизация подтверждается наличием окатанных и полуокатанных обломков овальной, округлой формы песчаника мелкозернистого серого карбонатного (размером от 1×1,5 см до 7×8 см) с четкими границами (рис. 1). Это свидетельствует о размытии и переотложении уже карбонатизированного песчаника. Таким образом, образование карбонатов происходило во время субаэральной экспозиции, связанной с эпизодическим обнажением уже сформированных приливно-отливных баров, выпадении карбонатов ввиду смешения морской воды и атмосферных осадков, а также последующим размытием и переотложением энергией русел при повышении относительного уровня моря.

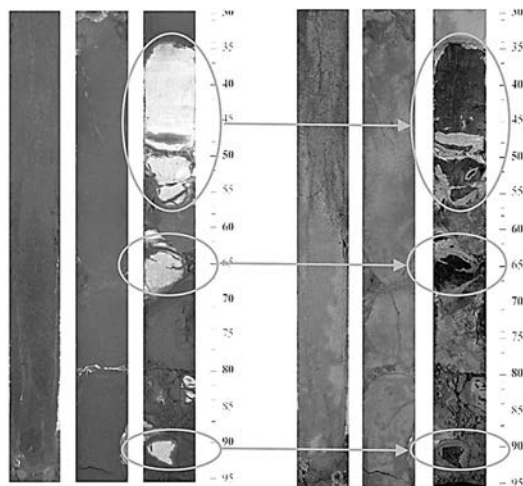


Рис. 1. Обломки карбонатизированного песчаника в массивном песчанике с глинистым цементом. Скв. 5: глубина по керну: 817,55–818,1 м, фото в дневном и УФ свете

2. Постседиментационная карбонатизация связана с отжатием минерализованных (элизийонных) вод из глинисто-алевролитовых разностей, а также привнесом ионов кальция по зонам разломов. Не до конца остаётся изученным вопрос о роли микробиологической сульфатредукции, но на границе газо-нефтяного контакта прослой карбонатизированного песчаника встречаются в большинстве скважин.

Источником карбонатизации песчаников (т.е. заполнение пустотного пространства карбонатным или глинисто-карбонатным цементом) являются растворённый в воде диоксид углерода CO_2 и уголекислота HCO_3 . Их происхождение связано с растворением раковинного и растительного органического материала [4].

Распространение карбонатизированных интервалов по площади. В результате исследования старого неизолированного керна в объёме 932,3 м (вынос 29%) по 39 скважинам, были выделены тонкие ритмичные прослои и признаки карбонатизации в 16 скважинах, не обнаружены (или нет керна из этих интервалов) в 12 скважинах, плотный массивный карбонатизированный песчаник встречен в 13 скважинах. Сопоставление скважин с массивными карбонатизированными песчаниками с 7 моделями разломов, принятыми в разные годы, не показало явной приуроченности, тем самым не подтвердив гипотезу о прилеганию зон карбонатизации к разломам.

Интегрирование карбонатизации в разработку месторождения. Карбонатные прослои («плотняки») уверенно выделяются по методам геофизических исследований скважин максимальными пиками плотности RHOV , сопротивления RT , а также минимальными значениями водородосодержания NPHI . Встречаются по всему разрезу, при этом обладают слабой выдержанностью по площади, являясь, таким образом, локальными флюидоупорами [5].

Наличие карбонатизированного песчаника существенно ухудшает фильтрационно-емкостные свойства, вплоть до формирования пород-флюидоупоров в коллекторе [6]. В ООО «Тюменский нефтяной научный центр» специалистами проводятся исследования карбонатизированных прослоев. Так, проведение гидроразрыва пласта на Пермьяковском месторождении продемонстрировало прорыв воды вследствие растрескивания карбонатизированного прослоя, сформированного на месте древнего водо-нефтяного контакта [7].

Отсутствие признаков нефти в карбонатизированных прослоев свидетельствует о том, что вначале произошла карбонатизация осадка, затем заполнение углеводородами.

Заключение. Наличие песчаного резервуара, поровое пространство которого частично или полностью выполнено карбонатами, является негативным фактором для коллекторских свойств. Зональность распространения и прямое влияние на разработку являются дискуссионными и требуют поиска новых методологических приёмов. На исследуемом месторождении не выявлено за-

висимостей распространения карбонатизации от разломной тектоники. Установлены два генетических типа карбонатизации песчаников. Определена стадийность заполнения порового пространства: вначале карбонат-содержащими флюидами, затем углеводородами.

Исследования доказывают, что карбонатизированные прослои способны ухудшать сообщаемость между нагнетательными и добывающими скважинами, а также служить зонами перетоков флюидов при проведении гидроразрыва и формирования трещиноватости.

Литература

1. Taylor K.G., Gawthorpe R.L., Curtis C.D., Marshall J.D., Awwiller D.N. Carbonate Cementation in a Sequence Stratigraphic Framework: Upper Cretaceous Sandstones, Book Cliffs, Utah Colorado // *Journal of Sedimentary Research*. 2000. Vol. 70. P. 360–372. DOI: 10.1306/2DC40916-0E47-11D7-8643000102C1865D.
2. Конторович А.Э., Ершов С.В., Казаненков В.А., Карогодин Ю.Н., Конторович В.А., Лебедева Н.К., Никитенко Б.Л., Попова Н.И., Шурыгин Б.Н. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в меловом периоде // *Геология и геофизика*. – 2014. – Т. 55, № 5-6. – С. 745–776.
3. Рыкус М.В. Карбонатная цементация в песчаных породах-коллекторах: обзор представлений // *Нефтегазовое дело*. Т. 18, № 5. 2020. С. 15–26.
4. Рыкус М.В., Рыкус Н.Г. Седиментология терригенных резервуаров углеводородов. Уфа: Мир печати, 2014. 324 с.
5. Байков В.И., Жонин А.В., Коновалова С.И., Мартынова Ю.В., Михайлов С.П., Рыкус М.В. Петрофизическое моделирование сложнопостроенного терригенного коллектора // *Территория «Нефтегаз»*. 2018. № 11. С. 34–38.
6. Walderhaug O., Bjorkum P.A. Calcite Cement in Shallow Marine Sandstones: Growth Mechanisms and Geometry // *Carbonate Cementation in Sandstones* / Ed. S.Morad. Oxford: UK Blackwell Publishing, 1998. P. 179–192.
7. Пуртова И.П., Янкова Н.В., Кадочникова Л.М., Васильев В.И., Сытник Н.В. Моделирование сложнопостроенных залежей на примере Юрских отложений месторождений Нижневартовского района // *Интервал*. – 2006. № 07, С. 38–43.

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В НИЖНЕЙ ЧАСТИ ДЕЛЬТЫ ВОЛГИ (ДАМЧИКСКИЙ УЧАСТОК) ЗА ПОСЛЕДНИЕ 5 ТЫС. ЛЕТ

Дамчикский участок Астраханского заповедника в юго-западной части дельты Волги является наиболее изученной территорией с точки зрения палеогеографических исследований [1, 2, 3]. Для получения новых данных об условиях осадконакопления в этом районе методом ручного бурения получен керн скважины DM-1 (45°47'21.71" с.ш, 47°53'23.62" в.д.), расположенной на высокой пойме р. Быстрая в 100 м к востоку от центральной усадьбы заповедника. Образцы изучены комплексом методов: диатомовым, геохимическим и радиоуглеродным.

Радиоуглеродный анализ выполнен методом ускорительной масс-спектрометрии (AMS) в лаборатории радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии Института географии РАН, результаты представлены в табл. 1.

Таблица 1

**Результаты радиоуглеродного анализа образцов обогатённых органикой глин
и калиброванные даты**

Материал	Глубина, см	Радиоуглеродный возраст, ¹⁴ С л. н.	Календарный возраст (2σ), кал. л. н.	Вероятность
Глины, обогатённые органикой	240	1660±20	1559±43	90,3
	490	4385±25	4924±60	80,6

Геохимический анализ произведён в ФБГУ «ВИМС» методами атомно-эмиссионным и масс-спектральным с индуктивно-связанной плазмой. По результатам геохимического анализа получено распределение основных оксидов, С, % масс. и 53 химических элементов, С, мкг/г. Для интерпретации результатов построены корреляционные диаграммы, проведена кластеризация образцов и наиболее характерных элементов (с этой целью оксиды были также пересчитаны на элементы).

Диатомовый анализ проведён в НИЛ новейших отложений и палеогеографии плейстоцена географического факультета МГУ. Для выделения экостратиграфических зон по диатомеям использована информация об изменении видового состава диатомей, видах-доминантах, концентрации створок. Все выявленные виды диатомей относятся к пресноводным таксонам.

По результатам диатомового анализа с опорой на литологические данные в разрезе выделено семь экостратиграфических зон: I ДЗ соответствует мелкому пересыхающему водоёму, II и IV ДЗ – условиям замкнутого пресного водоёма (ильменя), III и V ДЗ – слабопроточным условиям, VI ДЗ – дельтовой протоки, VII ДЗ – мелкому пресному водоёму с высокой минерализацией (рис. 1).

Кластеры образцов по распределению элементов группируются следующим образом:

- в интервале 510–540 см наблюдаются повышенные доли Ca и Sr, небольшое повышение Mn может быть связано с воздействием восстановительной среды, что согласуется с обстановками мелкого водоёма по диатомеям;
- для интервала 490–270 см в целом характерно обогащение Fe, Mn, Rb, Ni, Al, Sr, Y, Ti, Rb и K что скорее всего связано с наличием слюд, глинистых минералов и калиевых полевых шпатов; на глубине 360–370 см отмечается существенное повышение доли Mn и Mo, что связано с восстановительными условиями осадконакопления, сформированными в слабопроточных условиях (по диатомеям);
- верхняя часть разреза 270–0 см отличается существенным обогащением Na и Si на фоне обеднения другими элементами. Источником данных элементов, скорее всего, является натриевый полевой шпат, накапливающийся в условиях более интенсивного терригенного стока.

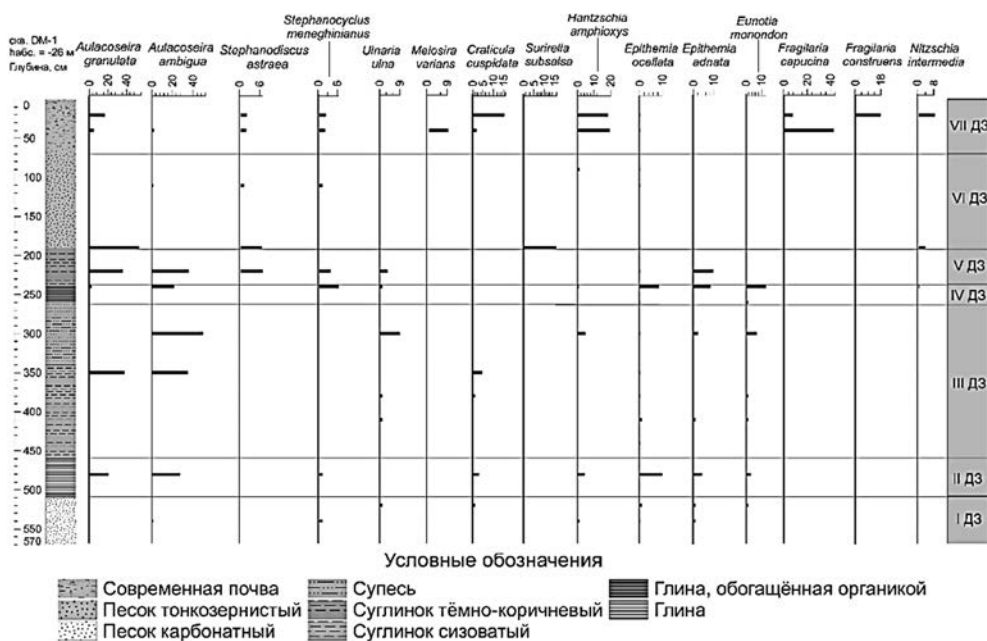


Рис. 1. Распределение по разрезу наиболее обильных видов диатомей и границы выявленных эостратиграфических зон

Для голоценовых осадков дельты солёность – один из важных показателей, который позволит выявить возможное влияние трансгрессивных стадий Каспия. Согласно [4], Отношение Rb/K является палеосолёности. Авторами [5] приводятся следующие градации соотношения $(Rb/K) \cdot 1000$: <4 – пресноводные условия, 4–6 – солоноватоводные. В нижней части скв. DM-1 на глубине

570–510 см осадок накапливался в пресноводной обстановке. В интервале 510–300 см выделяются солонатоводные условия с максимумом значений Rb/K на глубине 360–370 см. Выше по разрезу обстановки осадконакопления вновь сменились на пресноводные. Сводные результаты по стратиграфии скв. DM-1 на основе геохимического и диатомового анализов приведены на рис. 2.

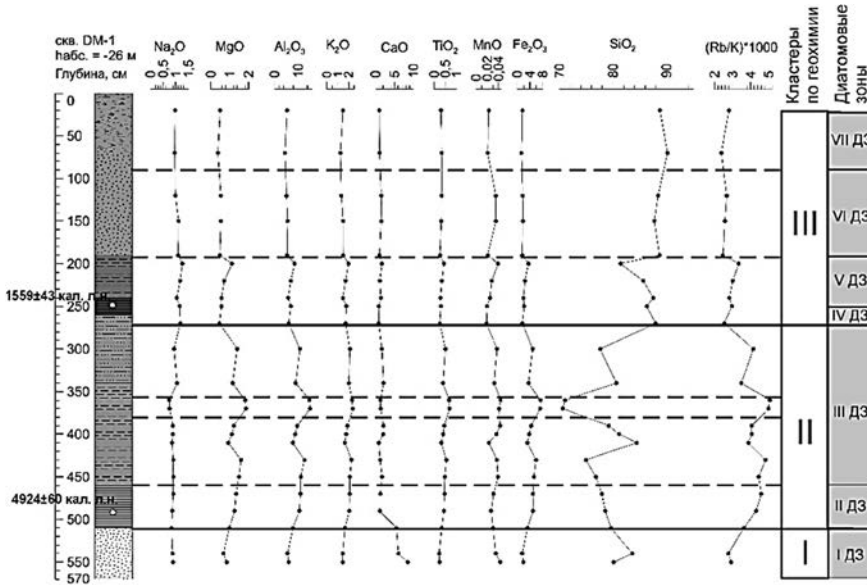


Рис. 2. Сопоставление результатов диатомового и геохимического анализов и результаты радиоуглеродного датирования:

Пунктирными линиями обозначены границы, выявленные на основе 1 метода (дополнительно выделен интервал 370–360 см по геохимии), сплошными – по результатам нескольких анализов

Таким образом, за последние 5 тыс. лет на данной территории осадконакопление происходило в пресноводных-слабосоленатоводных условиях и господстве слабoproточного и застойного режимов. Нижний горизонт (570–510 см), выделяющийся по диатомеям и геохимии, в осадках Дамчикского участка выявлен рядом авторов [2, 3] и по нашим данным имеет возраст древнее 4924±60 кал. л.н. Согласно опубликованным данным, осадки соответствуют межрядовым лагунам, аналоги обстановок – межбугровые понижения к западу от дельты. Они формировались при более низком стоянии уровня моря относительно современного. Обогащение карбонатами может быть связано с интенсивным испарением паводковых вод или с постседиментационным почвообразованием по типу известковых кор выветривания [3]. Небольшое повышение Mn, наряду с повышенной долей Ca и Sr, может быть связано с воздействием восстановительной среды, которая формируется в лагунных условиях.

Литература

1. Янина Т.А. и др. Дельта Волги. Эволюция природной среды в условиях изменений климата. М.: Географический ф-т МГУ, ООО «Красногорская типография», 2019. 168 с.
2. Янина Т.А. Малакофауна и эволюция водоёмов дельты Волги в голоцене // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. 2008. С. 118–127.
3. Overeem I. et al. Small-scale stratigraphy in a large ramp delta: recent and Holocene sedimentation in the Volga delta, Caspian Sea. *Sedimentary Geology*. 2003. Т. 159, № 3–4. P. 133–157.
4. Zou C. et al. Geochemistry of major and trace elements in sediments from the Lubei Plain, China: Constraints for paleoclimate, paleosalinity, and paleoredox environment // *Journal of Asian Earth Sciences*: X. 2021. Т. 6. P. 100071.
5. Liu Y.J., Cao L.M. *Element geochemistry*. Beijing: Science Press, 1984. 365 p.

ОТЛИЧИТЕЛЬНЫЕ ПРИЗНАКИ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ РУДОНОСНЫХ ОСАДКОВ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА

На основе материалов, полученных в рейсах НИС «Профессор Логачев», проводившихся АО «Полярная морская геологоразведочная экспедиция» в период 2005–2023 гг. рассмотрены особенности двух генетических типов рудоносных и металлоносных осадков, развитых в пределах Российского Разведочного Района Срединно-Атлантического Хребта (САХ).

Рудные поля расположены на бортах рифтовой долины САХ в районе от 13° (рудный узел Ашадзе) до 20°30' с.ш. (поле Пюи де Фоль) на глубинах до 4200 м. Активные гидротермальные постройки на них редки, но зафиксированы гидрофизические аномалии и гидротермальная фауна. В строении рудных полей принимают участие базальты, габбро и перидотиты, карбонатные, металлоносные и рудоносные осадки с включениями сульфидных руд. Фоновые карбонатные (до 75–90% CaCO₃) осадки, представленные кальцитовыми раковинами фораминифер, кокколлитов и птеропод с примесью глинистого и эдафогенного материала, распространены на периферии рудных полей и за их пределами, где достигают мощностей до первых метров. В зонах рудных полей развиты слабо карбонатные металлоносные и рудоносные осадки мощностью до 35–60 см. Возраст осадков голоцен-позднеплейстоценовый (0–128 тыс. лет).

Осадки изучены комплексом методов, включающим измерение физико-химических параметров поровых вод в рейсах, оптическую и электронную микроскопию, биостратиграфическое датирование, химические методы определения валового содержания элементов, рентгенофазовый анализ.

Многолетние исследования карбонатных, металлоносных и рудоносных океанских осадков зарубежными и российскими специалистами показали, что металлоносные и рудоносные осадки формируются не только под влиянием рудного материала, выпадающего из гидротермальных плюмов (1-й генетический тип), а также под воздействием рассеянных (диффузных) гидротермальных флюидов, поступающих в них из субстрата (2-й генетический тип).

Два установленных генетических типа осадков различаются по ряду морфологических, структурных и минералого-геохимических признаков (табл. 1).

Первый генетический тип рудоносных и металлоносных осадков может распространяться на десятки километров от источника. Eh и pH их поровых вод близки к физико-химическим параметрам морской воды (табл. 1). Основным объектом исследования осадков 1-го типа в нашей работе служил поверхностный горизонт узла Победа, сформированный в условиях современной гидротермальной деятельности.

Второй тип рудоносных осадков, сформированный под влиянием гидротермальных флюидов, обычно приурочен к нижним, иногда средним частям разреза. Его распространение ограничено пределами рудных полей, вблизи фокусированных гидротермальных источников. Влияние гидротермальных флюидов отражается в изменении Eh и pH поровых вод (табл. 1).

Таблица 1

Отличительные признаки генетических типов рудоносных осадков

Основные характеристики	Осадки, сформированные:	
	при выпадении из плюма (1 тип)	под воздействием флюидов (2 тип)
Положение в разрезе	Преимущественно верхний горизонт	Нижняя часть разреза, отдельные прослои в средней части
Положение относительно рудных тел	Распространение вблизи сульфидных построек и за пределами рудных полей	Распространение в пределах рудных полей
Физ.-хим. характеристики поровых вод	Eh +116 ... +500 мВ pH 7.8	Eh – 105 ... –139 мВ pH 6.8–7.2
Сохранность карбонатных раковин микроорганизмов	Хорошая сохранность	Общая численность и видовое разнообразие снижены
Минералы-индикаторы	Изокубанит, пирротин, барит, минералы группы атакамита, гетит, оксиды марганца, биогенный кальцит	Ангидрит, доломит, арагонит, барит, пирит, халькопирит, сульфиды меди
Текстурно-структурные особенности рудных минералов	Обломки, кристаллы, каймы замещения, псевдоморфозы гидроксидов железа по сульфидам, мономинеральные выделения гидроксидов железа	Структуры метасоматического замещения сульфидами, сидеритом, арагонитом кальцитовых раковин микроорганизмов

В минеральном составе металлоносных и рудоносных осадков, выпавших из плюма, преобладают оксидные минералы (окси-гидроксиды железа, оксиды марганца, атакамит), присутствуют кристаллики или обломки сульфидов, в различной степени замещенные окси-гидроксидами железа (рис. 1а), кальцитовые раковины микроорганизмов хорошей сохранности. Среди сульфидов присутствуют изокубанит и реликты пирротина, замещенного пиритом.

В рудоносных осадках, сформированных в базальных горизонтах под воздействием флюидов, высокотемпературные сульфиды (изокубанит, пирротин) практически не встречаются. Наиболее распространены пирит и халькопирит, сульфиды меди в ассоциации с вторичными карбонатами (кальцит, арагонит, доломит) и силикатами (опал, тальк, хлорит и др.). Кальцитовые раковины практически отсутствуют, т.к. почти полностью замещены гидротермальными минералами (рис. 1б).

Сравнение химического состава проведено по колонкам осадков, где гидротермально-метасоматические процессы в базальном горизонте проявлены наиболее отчетливо: 26L1475 (поле Ашадзе-1), 33L159g (поле Петербургское) и 37L184k (рудопоявление Победа-3). Содержание Fe_2O_3 (вес. %) в поверхностном горизонте от 4,02 до 14,88, Cu от 0,094 до 1,88, Zn от 0,017 до 0,23; в нижнем горизонте Fe_2O_3 от 25,83 до 43,88; Cu от 0,67 до 18; Zn от 0,038 до 1,38; содержание $\text{S}_{\text{общ}}$ в поверхностном горизонте от 0,02 до 2,67, в нижнем горизонте от 0,04 до 35,99. Значимая положительная корреляция наблюдается между содержанием Fe_2O_3 , Zn и глубиной горизонта по разрезу колонки (коэффициенты корреляции 0,81 и 0,68 соответственно).

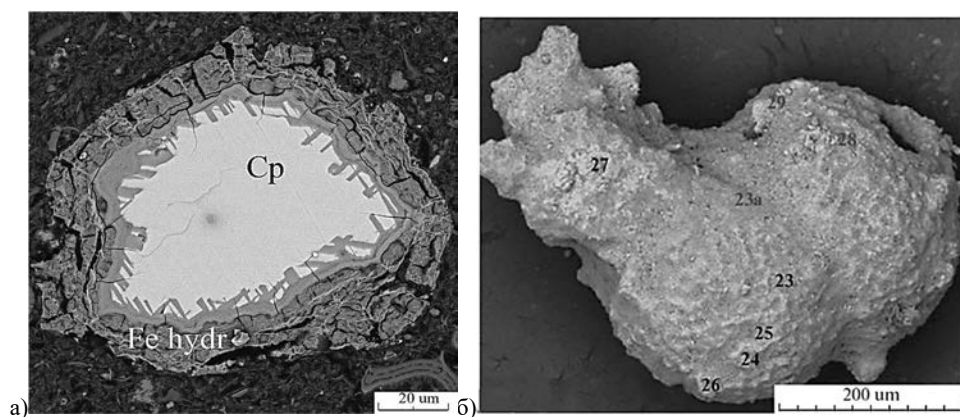


Рис. 1 Минеральные включения в осадках 1 типа (а) и второго типа (б). Фотографии в отраженных электронах:

а – каймы замещения и обрастания гидроксидов железа (Fe hydr) вокруг кристалла халькопирита (Cp), гидротермальный узел Победа [1]; б – псевдоморфоза сильно окисленного пирита (ан. 23–26) с включениями сульфидов Cu (ан. 27) по двухкамерной раковине *Globigerinoides* sp. с реликтами пористой структуры и устьем, поле Ашадзе-1 [2]

Литература

1. Люткевич А.Д., Габлина И.Ф., Наркевский Е.В. и др. Минералы-индикаторы гидротермальной деятельности в поверхностном слое донных осадков гидротермального узла Победа ($17^{\circ}07.45' - 17^{\circ}08.7'$ с.ш. САХ) // Литология и полезные ископаемые. 2023. № 4. С. 338–358.
2. Габлина И.Ф., Попова Е.А., Садчикова Т.А. и др. Гидротермально-метасоматические изменения карбонатных донных осадков поля Ашадзе-1 (13° с.ш. Срединно-Атлантического Хребта) // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 56, № 5. С. 399–422.

*Р.Р. Макшаев¹, Т.А. Янина¹, Н.Т. Ткач², Е.Ю. Матлахова¹,
Д.М. Лобачева¹, А.А. Ткач¹, Е.И. Лысенко¹, Т.И. Тихонова¹*
1 – МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва
2 – МГУ имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва

ХВАЛЫНСКИЙ ЭТАП В СЕВЕРНОМ ПРИКАСПИИ (УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ХРОНОЛОГИЯ)

В конце позднего плейстоцена, Каспийское море испытывало одну из крупнейших трансгрессий в квартере, получившей название – хвалынской. Хвалынский этап принято разделять на ранне- и позднехвалынский. Раннехвалынский бассейн Каспийского моря занимал обширную площадь (более 900 тыс км²), береговая линия достигала отметок 45–48 м абс [1]. В долине р. Волга развивался обширный палеоэстуарий, достигавший Самарской Луки. Для раннехвалынского этапа на территории Северного Прикаспия характерно развитие двух основных террасовых уровней 45–48 и 20–22 м абс. Нижнехвалынские отложения представлены песками, алевритами и шоколадными глинами. В алеврито-песчаных слоях встречаются раковины солонатоводных моллюсков *Didacna protracta*, *D. ebersini* [2]. Нижнехвалынские распространены и в долине р. Волга вдоль обоих бортов и ограничены по высоте изолинией +45–48 м абс. Шоколадные глины приурочены к долине р. Волги и ее притоков и встречаются на высотах до 30–32 м абс. Наиболее обширные участки, занятые шоколадными глинами, слагают уровни ниже 20–22 м абс. На высоких уровнях (+35–45 м абс) состав нижнехвалынских отложений представлен слоистыми песками и алевритами. Отличительной особенностью этих отложения является их маломощность и практически полное отсутствие фауны моллюсков.

В Нижнем Поволжье нижнехвалынские отложения, представлены слоистыми и массивными шоколадными глинами с включением отдельных песчаных и алевритовых слоев [3]. Шоколадные глины обширно распространены в районе Сарпинско-Даванской ложбины, в системах озер Сайхин, Боткуль, Эльтон, Баскунчак, а также в лиманах и в ядрах бэровских бугров. Наибольшая мощность (более 10 м) шоколадных глин приурочена к древним ложбинам и к участкам, подверженным соляно-купольной тектонике. На Волго-Уральском междуречье нижнехвалынские отложения представлены слоистыми песками и алевритами, типичных шоколадных глин здесь не наблюдается. В долине р. Урал нижнехвалынские отложения представлены слоистыми алевритами, песками и шоколадными глинами, последние имеют меньшую мощность (2–2,5 м) [4].

Накопление нижнехвалынских отложений происходило стадиально, и было тесно связано с природными изменениями, происходившими на территории севера Восточно-Европейской равнины. Основным источником мате-

риала для нижнехвалынских отложений Северного Прикаспия являлись эродированные верхнеплейстоценовые моренные комплексы северо-востока волжского бассейна. Значительная часть материала приносилась и с камского бассейна, источником, которого являлись пермо-триасовые отложения. В дохвалынский (ательский) этап обширная область Северного Прикаспия находилась в субэаральных условиях, преобладали денудационные, суффозионные процессы. В период развития раннехвалынской трансгрессии понижения дохвалынского рельефа заполнялись алевроито-глинистыми отложениями. Формировались серии лагунно-трансгрессивных террас и обширные палеэстуарии, в которых накапливались шоколадные глины [5]. На высоких уровнях раннехвалынского бассейна накапливались преимущественно песчаные отложения.

Хронология развития раннехвалынского бассейна в Северном Прикаспии по данным радиоуглеродного и ОСЛ датирования охватывает интервал в пределах 27–12,5 т.л.н [6,7]. Наибольшее количество дат, получено для алевроитопесчаных слоев с примесью раковинного материала. Их накопление происходило между 15–13 т.л.н. Хронология развития этапа максимума раннехвалынской трансгрессии (45–48 м абс) до сих пор остаётся нерешенной.

После раннехвалынской трансгрессии последовало кратковременное понижение уровня Каспийского моря (енотаевская регрессия). Последующая позднехвалынская трансгрессия достигала уровней 0 – +2 м абс [1]. Для позднехвалынского этапа на территории Северного Прикаспия характерно развитие обширных вытянутых субширотных холмов, получивших название –Бэровские бугры [8]. Верхнехвалынские отложения в отличие от нижнехвалынских представлены песчаными и алевроитовыми отложениями с включением крупных раковин солоноватоводных моллюсков *Didacna praetrigonoides* [2]. Верхнехвалынский этап развивался в самом конце позднего плейстоцена-начале голоцена.

Исследование выполнено в рамках тем госзадания географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова «Палеогеографические реконструкции природных геосистем и прогнозирование их изменений» (ГЗ 121051100135-0) и «Эволюция природной среды в кайнозое, динамика рельефа, геоморфологические опасности и риски природопользования» (ГЗ 121040100323-5).

Литература

1. Свиточ А.А. Большой Каспий: строение и история развития. М.: Изд-во МГУ, 2014. 272 с.
2. Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: Изд-во МГУ, 2012. 264 с.
3. Свиточ А.А., Макшаев Р.Р., Ростовцева Ю.В., Ключиткина Т.С., Березнер О.С., Трегуб Т.Ф., Хомченко Д.С. Шоколадные глины Северного Прикаспия. М.: Геогр. ф-т МГУ, 2017, 140 с.
4. Якимович В.Л., Немкова В.К., Дорофеев П.И., Попова-Львова М.Г., Сулейманова Ф.И., Хабидулина Г.А., Алимбекова Л.И., Латыпова Э.К. Плейстоцен нижнего течения р. Урал. Уфа: БФАН СССР, 1986. 135 с.

5. Бадюкова Е.Н., Соловьева Г.Д. Лагунно-трансгрессивные террасы // Геоморфология. 2003. № 3. С. 36–43.
6. Макшаев Р.Р., Ткач Н.Т. Хронология хвалынского этапа развития Каспия по данным радиоуглеродного датирования // Геоморфология и палеогеография. 2023. № 1. С. 37–54.
7. Курбанов Р.Н., Беляев В.Р., Свистунов М.И., Бутузова Е.А., Солодовников Д.А., Таратунина Н.А., Янина Т.А. (2023) Новые данные о возрасте раннехвалынской трансгрессии Каспийского моря // Известия РАН, сер. Географ. 2023. Т. 87. № 3. С. 403–419.
8. Свиточ А.А., Кловиткина Т.С. Бэровские бугры Нижнего Поволжья. М.: Россельхозакадемия, 2006. 159 с.

С.Г. Миронюк¹, С.А. Ковачев²

1 – МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва

2 – Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва

ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ ИСХОДНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ И ВТОРИЧНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ПО ТРАССЕ МОРСКОГО ГАЗОПРОВОДА НА ДНЕ ЧЕРНОГО МОРЯ

Введение. Первые подводные трубопроводы в сейсмически активных районах на промыслах (Южный Каспий) начали прокладывать с конца 40-х и начала 1950 годов. В настоящее время на каспийском шельфе создана обширная сеть внутривидовых и распределительных подводных трубопроводов. В условиях высокой сейсмичности построены аналогичные объекты на шельфе Охотского моря. В сейсмоопасном регионе в Черном море реализованы проекты строительства магистральных газопроводов «Голубой поток» (2002 г.) и «Турецкий поток» (2018 г.). Практически все из указанных сооружений относятся к объектам повышенного уровня ответственности. Для определения расчетной сейсмичности трасс их строительства в настоящее время необходимо дополнительно проводить специализированные сейсмологические и сейсмотектонические исследования (уточнение исходной сейсмичности, УИС) и, после завершения УИС выполнить сейсмическое микрорайонирование (учет грунтовых условий, СМР). Ниже представлены краткие результаты указанных работ выполненных в ходе комплексных изысканий для строительства трубопровода «Южный поток». Работы по УИС были выполнены по методике вероятностного анализа сейсмической опасности (ВАСО). Проектирование морского участка газопровода осуществлялось на основе норвежского стандарта DNV-OS-F101 «Offshore standard. Submarine pipeline system».

Уточнение исходной сейсмичности. Предполагалось, что газопровод Южный поток будет начинаться в российском секторе Черного моря в районе Анапы и заканчиваться в болгарском секторе в районе Варны, проходя в каждом секторе по шельфу и континентальному склону, а в турецком секторе преимущественно по субабиссали. При уточнении исходной сейсмичности вероятностным методом используются три вида моделей (существующие или модифицированные):

а) модели, описывающие зоны возникновения очагов землетрясений (зоны ВОЗ), их конфигурацию в пространстве, максимальную магнитуду возможных землетрясений, глубину залегания очагов землетрясений, преобладающий тип смещения в очагах и др. (модели зон ВОЗ);

б) модели, описывающие повторяемость землетрясений различной магнитуды в разных зонах ВОЗ (графики повторяемости землетрясений);

в) модели, описывающие затухание сейсмических колебаний, вызванных землетрясениями различной магнитуды, от расстояния (модели затухания сильных движений грунта).

В качестве сеймотектонической модели Черного моря была использована модель, построенная по проекту GSHAP. В этой модели учитывалось, что в районе Варны и Анапы возможны землетрясения с магнитудой 7,0–7,5, причем в районе Варны они происходят на порядок чаще, чем в районе Анапы. В зоне субабиссали Черного моря максимальная магнитуда землетрясений не превышает 5,5.

В качестве моделей затухания пикового и спектрального ускорения были использованы европейские модели, разработанные на основе базы данных о сильных движениях грунта (<https://core.ac.uk/download/pdf/76990688.pdf>).

Расчеты сейсмической опасности с помощью программы SEISRISK III были выполнены для 206 точек, выбранных с приблизительным шагом около 5–7 км по маршруту Анапа – Варна (см. рисунок).

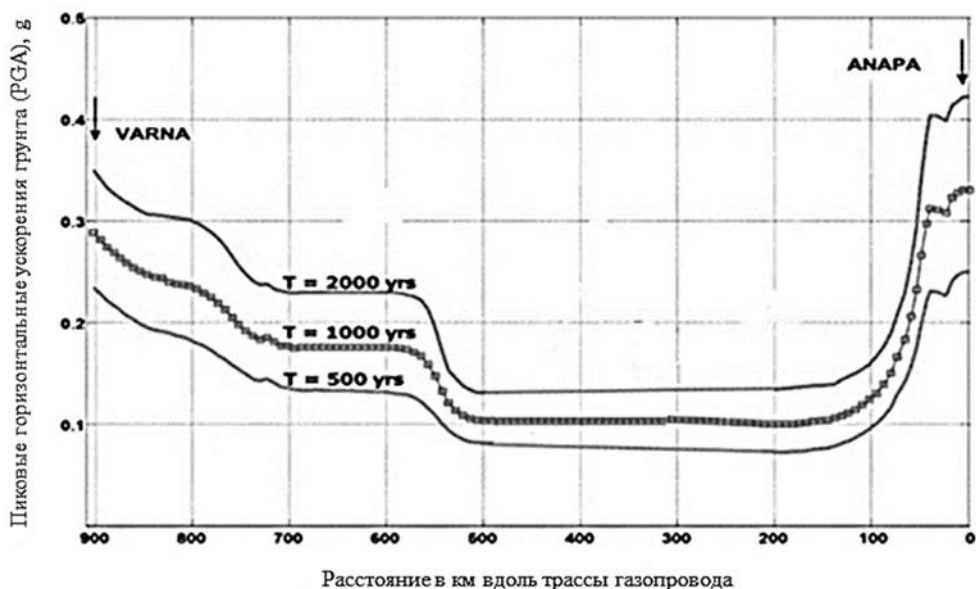


Рис. Значения PGA вдоль трассы газопровода «Южный поток» для периодов повторяемости землетрясений $T = 500, 1000$ и 2000 лет

Расчеты спектра реакции по ускорению при 5% демпфировании (затухании) проводились с использованием различных комбинаций 2-х типов зон ВОЗ. Вычисления проводились в сочетании с различными графиками повторяемости землетрясений и с 4 различными моделями затухания пиковых и спектральных ускорений грунта. Такой подход позволяет найти наиболее вероятные оценки параметров сейсмической опасности. Результаты расчетов

показали, что исходные сейсмические воздействия – пиковые горизонтальные ускорения грунта (PGA) для периода повторения сотрясений 1000 лет в районе Анапы могут превысить 0,3g, в зоне субабиссали они не превышают 0,22g, а в болгарском секторе Черного моря они не превосходят 0,29g (см. рисунок).

Сейсмическое микрорайонирование. Для учета влияния грунтовых условий на параметры сейсмических воздействий для морского участка трассы газопровода Южный поток (сейсмическое микрорайонирование, СМР) использовались различные методы, в том числе численное моделирование распространения сейсмических волн в грунтовых разрезах морского дна. Для моделирования применялся алгоритм компьютерной программы NERA (Nonlinear Earthquake Response Analysis). Входной сигнал задается в виде акселерограммы реального землетрясения или события, сгенерированного искусственным путем. В нашем случае использовались синтетические акселерограммы. Они были рассчитаны для землетрясений, вносящих наибольший вклад в сейсмический риск для периода повторяемости $T = 1000$ лет после уточнения распределения параметров исходных сейсмических воздействий вдоль трассы газопровода. К методу численного моделирования при СМР пришлось прибегнуть из-за малого количества записей землетрясений, полученных на морском дне в районе трассы газопровода, как это было сделано в работах [1-5]. Для использования расчетного метода СМР было необходимо разработать модели грунтовых толщ вдоль трассы газопровода, которые должны включать в себя данные о скоростях сейсмических волн, плотности осадков и другие параметры, необходимые для расчетов по программе NERA.

По данным геолого-геофизических исследований (сейсмические исследования, отбор проб, лабораторные испытания грунтов) верхняя часть геологического разреза на шельфе Черного моря в районе Анапы сложена глинистыми илами, глинами текучими и текучепластичными мощность которых составляет 3–14 м. Илы подстилаются карбонатным флишем. Очень контрастная граница сейсмической жесткости «слабые грунты – полускальный массив флиша» ($V_s=110$ м/с, $\rho=1,4-1,6$ г/см³ – для дисперсных осадков и $V_s=1000-1200$ м/с, $\rho=2,4-2,6$ г/см³ – для флиша) вызывает резонансный эффект в слоях слабых грунтов и значительное увеличение интенсивности сейсмических колебаний на дне российского шельфа.

В глубоководной части Черного моря на российском, турецком и болгарском участках трассы газопровода «Южный поток» грунтовые условия достаточно однообразные. Это глинистые илы, сапропели и глины текучие общей мощностью от 3 до 12 м, которые подстилаются полутвердыми глинами с прослоями песка. Изменение параметров сейсмических колебаний здесь зависит от положения расчетной точки относительно зон возможных землетрясений (разломов).

Параметры начальных сейсмических воздействий для выбранных расчетных точек СМР на болгарском континентальном склоне и шельфе в западной

части Черного моря в основном определяются расстоянием до зоны Караклианского разлома. Здесь верхняя часть отложений представлена до глубин 3–11 м глинистыми илами, прослоями илистого песка, под которыми погребены оползневые тела или материал мутьевых потоков.

Всего были выполнены расчеты для 129 точек, расположенных достаточно равномерно по трассе газопровода «Южный поток». Выполненные исследования показали, что наиболее опасными участками трассы газопровода «Южный поток» являются шельф и дно континентального склона в российском секторе Черного моря, где PGA ($T = 1000$ лет) могут достигать 0,38–0,39 g или 8,9 баллов по шкале MSK-64. Наименее опасным является подножье российского континентального склона Черного моря, где сейсмическое воздействие не усиливается, а значения PGA не превышают 0,19 g или 7,9 балла по шкале MSK-64. PGA в глубоководной части моря не превышает значения 0,28 g, что соответствует 8,4 балла шкалы MSK-64.

Значения ожидаемых PGA на болгарском материковом склоне по трассе газопровода «Южный поток» не превышают 0,32 g, что соответствует 8,6 балла по шкале MSK-64. Следует подчеркнуть, что область российского континентального склона и прибрежная часть шельфа характеризуется повышенным геологическим риском также по причине возможного развития здесь сейсмогенных оползней и обвалов [6]. Расчеты показали, что при максимальном сейсмическом воздействии характерном для рассматриваемых областей оползни будут формироваться как в области шельфа, так и в области континентального склона. При этом мощность оползневых тел будет соответствовать полной мощности рыхлых отложений. Наиболее опасны отдельные участки трассы в прибрежной части шельфа, где наблюдается повышенная мощность слабоконсолидированных осадков (17 м) над коренными породами и относительно высокая крутизна склона (18°). Не менее опасным для подводных трубопроводов является сейсмогенное разжижение песчаных отложений по причине возможного непроектного погружения трубопровода в разжиженный грунт или неравномерной осадки грунтов основания, возникновения эффекта положительной плавучести труб, латеральное растекание разжиженного грунта. Оценка параметров, характеризующих возможность разжижения грунтов по результатам статического зондирования [7], показала, что разжижение песков возможно в береговой зоне российского шельфа и в пределах его прибрежной части, на ряде участков субабиссальной равнины в Восточно-Черноморской впадины в случае сейсмического события с PGA ($T=10\ 000$ лет) соответственно равного 0,34 g и 0,32–0,33 g. При PGA = 0,06–0,07 ($T=100$ лет) ни на одном участке разжижение по данным расчетов не имело бы место. Наряду с этим установлено, что максимальное прогнозируемое поперечное растекание разжиженных осадков на склоне внешней зоны шельфа может составить 1,24 м ($T=10\ 000$ лет). В Западно-Черноморской впадине, в пределах болгарского

шельфа, где в верхней части разреза развиты пески мощностью до 20 м возможно разжижение отдельных слоев указанных грунтов и при событии с $T = 100$ лет ($PGA = 0, 10$ g) и интенсивное разжижение при землетрясении с $T = 10\,000$ лет ($PGA = 0, 49$ g).

Работа выполнена в рамках Государственного задания № FMWE-2024-0018 (получение данных) и Гранта РФФ 23-17-00125 (разработка методов интерпретации данных).

Литература

1. Крылов А.А., Ивашенко А.И., Ковачев С.А. и др. Сейсмоструктура и сейсмичность лаптево-морского региона: состояние вопроса и первый опыт годичной постановки донных сейсмо-станций на шельфе // Вулканология и сейсмология. 2020. № 6. С. 33–49.
2. Соловьёв С.Л., Ковачёв С.А. Об определении локальной магнитуды местных земле-трясений по наблюдениям донных сейсмографов // Физика Земли. 1996. № 5 С. 26.
3. Соловьёв С.Л., Контарь Е.А., Дозоров Т.А., Ковачев С.А. Глубоководная донная самовсплывающая сейсмологическая станция АДС-8 // Известия АН СССР. Физика Земли. 1988. № 9. С. 75.
4. Krylov A.A., Kovachev S. A., Ilinskiy D. A. et al. Ocean-bottom seismographs based on broadband MET sensors: architecture and deployments case study in the Arctic // Sensors. 2021. Vol. 21, Issue 12. P. 3979.
5. Solov'ev S.L., Kovachev S.A., Kuzin I.P., Tassos S. Seismicity of the crust of the Aegean Sea from sea bottom seismological observations // Доклады Академии наук СССР. 1989 Т. 305, № 5 С. 1085.
6. Миронюк С.Г., Кропоткин М.П., Безуглова Е.В. Основные типы склоновых процессов на шельфе и континентальном склоне Черного моря в районе п-ова Абрау и оценка их опасности при проведении инженерно-геологических изысканий // Инженерные изыскания. 2020. Т. 14, № 6. С. 24–38.
7. Stark, T.D., & Olson, S.M. (1995). Liquefaction resistance using CPT and field case histories// Journal of Geotechnical Engineering, 121(12), pp. 856–859. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9410\(1995\)121:12\(856\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9410(1995)121:12(856)).

*А.В. Мордасова¹, А.А. Гильмуллина², А.А. Сулова¹,
А.В. Ступакова¹, Р.М. Гилаев¹, Р.С. Сауткин¹*

*1 – МГУ имени М.В. Ломоносова, геологический факультет,
кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых*

2 – Университет г. Берген (Норвегия), факультет наук о Земле

МЕТОДИКА РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НАКОПЛЕНИЯ И ПРОГНОЗ ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ В КЛИНОФОРМЕННЫХ ТОЛЩАХ

В клиноформенных толщах разного возраста в различных нефтегазоносных бассейнах открыты залежи нефти и газа. Наиболее широко известным примером являются нижнемеловые клиноформы Западно-Сибирского НГБ, но нефтепроявления также обнаружены в норвежском секторе Баренцева моря в среднетриасовой свите Снадд, имеющей клиноформенное строение [1] (Klausen et al., 2016).

Клиноформенные толщи широко распространены по всему миру и встречаются в карбонатных и терригенных отложениях широкого стратиграфического диапазона. Наиболее полно клиноформенные толщи различного возраста освещены в метаисследованиях Partuno и Helland-Nansen (2018) [2] и Pellegrini и соавторов (2020) [3]. Клиноформенные толщи также являются ценным источником информации направлении сноса осадочного материала, палеогеографии и об относительных изменениях уровня моря, что особенно важно при отсутствии каменного материала на региональном этапе геолого-разведочных работ. Однако универсальные подходы к прогнозу природных резервуаров в косослоистых толщах разного возраста и в различных осадочных бассейнах не выработаны по сей день.

Поэтому необходимо разработать единый подход к изучению клиноформенных толщ, выделить ключевые признаки клиноформ – размеры, форму, закономерности латеральной смены литофаций – накопившихся в различных палеогеографических условиях, и установить связь между этими признаками и наличием природных резервуаров. Цель данной работы – разработка методического подхода к изучению клиноформенных толщ на примере нижнемеловых клиноформ Широкого Приобья и Баренцева моря

Масштабы, геометрия и траектория бровок клиноформ. Согласно определению из Стратиграфического кодекса России, «Клиноформа – клиновидная (линзовидная) в разрезе толща с отчетливыми первичными наклонами слоев, сложенная обломочными породами и формирующаяся в склоновой части палеобассейна седиментации за один цикл колебаний относительного уровня моря» [4]. Клиноформа включает 3 синхронные части: верхнюю, самую мелководную часть – ундаформу (topset), склоновые образования – собственно клиноформу или ортоформу (foreset), нижнюю, самую глубоководную часть – фондоформу (bottomset). Клиноформные тела формируются путем бокового

наращивания (accretion), поэтому их высота зависит от палеобатиметрии бассейна осадконакопления [3] [5] [6].

На основе ключевого критерия – высоты клиноформы от бровки до подошвы – выделено 4 основных типа клиноформ и клинотем: I – субазральной дельты (дельтовая равнина, береговой склон); II – субаквальной дельты (включает фронт дельты, склон дельты и продельту); III – шельфа; IV – континентального склона

Траектория бровки клиноформ различного масштаба является результатом изменения относительного уровня моря (ОУМ) и подразделяются на регрессивные восходящие и нисходящие (плоские – как частный случай), трансгрессивные и стационарные. Восходящая траектория указывает на широкое развитие прибрежных фаций, отсутствие эрозионных поверхностей и относительно слабый привнос осадочного материала вглубь бассейна. Нисходящие траектории обусловлены скудными и маломощными прибрежными фациями, присутствием эрозионных поверхностей на шельфе и развитием глубоководных конусов выноса. Стационарная траектория бровки шельфа указывает на то, что осадочный материал практически полностью минует шельф и осаждается в глубоководной части бассейна. Характер траектории бровки также контролирует и форму клиноформ: восходящая траектория определяет сигмовидный облик, в то время как, плоская и нисходящая – косой или тангенциальный параллельный [6] [7].

Методика исследования клиноформенных толщ. Разработан следующий методический подход к изучению клиноформенных толщ, который включают в себя следующие этапы и методы исследования (рис. 1):

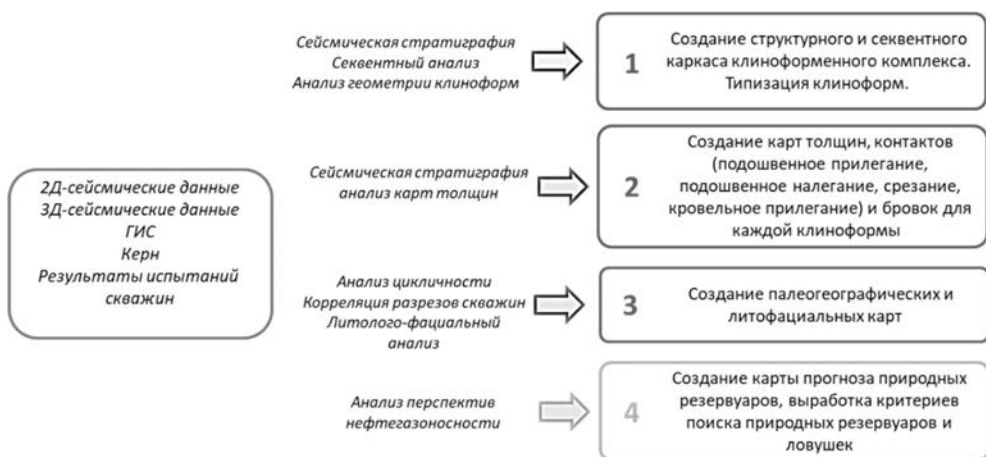


Рис. 1. Схема подхода к исследованию клиноформенных толщ

1. Создание структурного и секвентного каркаса клиноформенного комплекса. Типизация клиноформ.

Внутри клиноформенного комплекса выделяются отдельные клиноформы (син. клинотемы, клиноциклиты): границы клинотем соответствуют границам крупных циклитов, выделенных по скважинным данным. Внутри каждой клинотемы выявляются отражающие горизонты (ОГ), связанные с поверхностями максимального затопления. Эти ОГ коррелируются по сети профилей и соответствуют границам циклитов более низкого порядка, выделяемым по скважинным данным. Проинтерпретированные профили выравняются на кровлю клиноформенного комплекса и для каждого косога отражения определяется положение точек перегиба – бровки и подошвы (рис. 1). В результате анализа высоты, угла наклона, морфологии (сигмовидная, тангенциальная, параллельная, черепицеобразная) выделяются сейсмические типы клиноформ.

2. Создание карт мощностей, карт контактов (подошвенное прилегание, подошвенное налегание, срезание, кровельное прилегание) и бровок для каждой клиноформы.

После корреляции клиноформенных ОГ по сети 2Д-профилей или по 3Д-сейсмическим данным строятся карты толщин (или карты временных толщин), которые ограничены областью распространения каждой клиноформы. Область распространения может быть ограничена эрозионными срезаниями, подошвенным прилеганием, кровельным прилеганием или налеганием. Каждый из этих типов контактов выносится на карту толщин. Точки перегиба – бровки – также картируются для разновозрастных клиноформ на основе анализа карт мощностей (рис. 2) и в комплексе с анализом сейсмических профилей дают представление о направлении сноса осадочного материала и ограничивают различные палеогеографические зоны [2] [8].

3. Создание палеогеографических и литофациальных карт.

Клиноформы характеризуются сокращёнными мощностями в унда- и фондоформе и увеличенными мощностями в области склона – ортоформы – что на карте толщин будет выражаться в увеличении мощностей. Подошвенное прилегание на карте указывает на область перехода от ортоформы к фондоформе, а бровка – от ундаформы к склоновой части. По направлению бровка-подошвенное прилегание можно установить направление проградации клиноформы и направление сноса обломочного материала. Кровельное прилегание указывает на развитие тангенциальных клиноформ без чётко выраженной ундаформы, а их бровка – на положение береговой линии. Налегание скорее будет наблюдаться в ундаформе сигмовидных клиноформ и может, с одной стороны, интерпретироваться как близость палеосуши, с другой, указывать на рост ОУМ. Кровельное срезание может указывать на более поздний размыв клиноформы, либо на субэральное несогласие, сформированное во время регрессии и выхода части клиноформы в область суши и размыва (рис. 2).

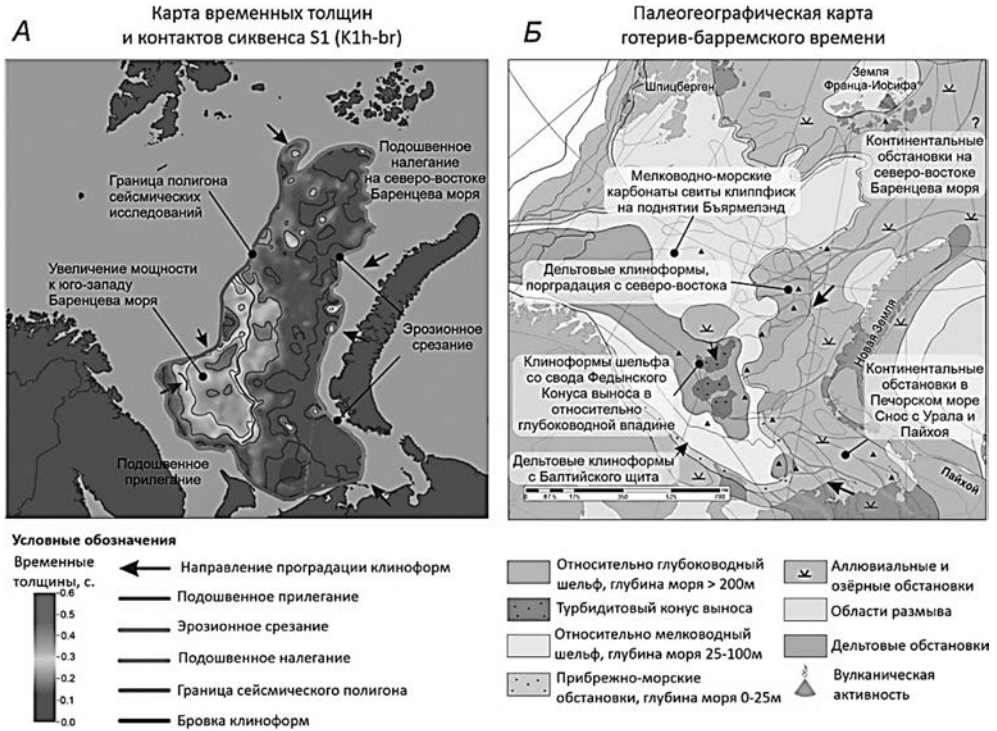


Рис. 2. Пример интерпретации карты временных толщин с нанесёнными контактами (А) и созданной на её основе палеогеографической карте (Б) по готерив-барремскому сиквенсу S1 в нижнемеловых отложениях Баренцева моря

4. Выработка критериев поиска природных резервуаров и ловушек в клиноформах разного типа и построение карт прогноза природных резервуаров и ловушек.

На основе анализа разрезов скважин, литолого-фациального анализа кернa и исследований ФЭС на Приобском месторождении продуктивные пласты имеют преимущественно турбидитовый и баровый генезис [9]. Коллектора турбидитового генезиса развиты в полого-наклонных клиноформах с восходящей траекторией бровки и в подошве тангенциальных клиноформ с нисходящей траекторией бровок. На картах сейсмических атрибутов для этих природных резервуаров характерна конусовидная форма и наличие подводящих каналов на склоне. Коллектора барового генезиса приурочены к бровкам тангенциальных клиноформ с плоской и нисходящей траекторией. Проградация баровых гряд на карте отражает продвижение обстановок мелкого шельфа в сторону бассейна осадконакопления

Литература

1. Klausen, T.G., Ryseth, A., Helland-Hansen, W., Gjelberg, H. K. (2016). Progradational and backstepping shoreface deposits in the Ladinian to Early Norian Snadd Formation of the Barents Sea. *Sedimentology*, 63(4), pp. 893-916. <https://doi.org/10.1111/sed.12242>
2. Patruno, S., and Helland-Hansen, W. (2018). Clinoforms and clinoform systems: Review and dynamic classification scheme for shorelines, subaqueous deltas, shelf edges and continental margins. *Earth-Science Reviews*, 185, 202-233. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.05.016>
3. Pellegrini, C., Patruno, S., Helland-Hansen, W., Steel, R.J., Trincardi, F. Clinoforms and clinothems: Fundamental elements of basin infill/ *Basin Res.* 2020; 32: – С. 187–205. <https://doi.org/10.1111/bre.12446>
4. Стратиграфический кодекс России, издание третье, исправленное и дополненное. – 2005. – 96 с.
5. Ершов С.В. Проблемы выделения и корреляции стратотипических разрезов неокома Западной Сибири в связи с клиноформным строением / Геология и геофизика, 2017. Т. 58. № 8. С. 1206–1219. <https://doi.org/10.15372/GiG20170808>
6. Helland-Hansen, W., and Hampson G.J. Trajectory analysis: concepts and applications/ *Basin Research* (2009) 21, pp. 454–483. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2009.00425.x>
7. Marin, D., Escalona, A., Sliwinska, K.K., Nøhr-Hansen, H., Mordasova, A. Sequence stratigraphy and lateral variability of Lower Cretaceous clinoforms in the southwestern Barents Sea//AAPG bulletin. – 2017. – Vol. 101, № 9. – P. 1487–1517. <https://doi.org/10.1306/10241616010>
8. Mordasova, A.V., Stoupakova, A.V., Suslova, A.A., Escalona, A.V., Marin, D., & Gilmullina, A. (2024). Sequence stratigraphy and palaeogeography of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous in the Eastern Barents Sea. *Basin Research*, 36(2), e12862. <https://doi.org/10.1111/bre.12862>
9. Бабина, Е.О., Калмыков, Г.А., Ступакова, А.В., Мордасова, А.В., Коробова, Н.И., Хотылев, О.В., Шарданова Т.А., Хромова Е.В., Гиляев, Р.М. (2022). Анализ геометрии и прогноз природных резервуаров в нижнемеловых клиноформах северной части Приобского месторождения. *Вестник Московского университета. Серия 4. Геология*, (4), 111–130. <https://doi.org/10.33623/0579-9406-2022-4-111-130>

ОТРАЖЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ОТЛОЖЕНИЯХ АКЧАГЫЛЬСКОГО МОРЯ

Осадки Акчагылского моря, существовавшего 3.6–1.8 млн лет назад на месте современного Каспийского моря, широко распространены в Кавказско–Каспийском регионе. Отложения этого моря впервые исследованы Н.И. Андрусовым в начале XX века. Из обнажений акчагылских отложений, выходящих на поверхность, Н.И. Андрусов описал разнообразные сообщества моллюсков [1].

Первоначально море образовалось на месте пересохшего Понтического моря, от которого на юге нынешнего Каспия образовалось Балаханское озеро. После балаханской регрессии произошла акчагылская трансгрессия Палеокаспия в результате которой воды Акчагылского моря покрыли каспийские берега и проникли глубоко на север вдоль северной периферии Кавказа и Прикаспийской впадины. В течение длительного времени накопились мощные отложения акчагылского региояруса, относящегося к верхнему плиоцену (пьяченций) и палеоплейстоцену (гелазий).

После понижения нижней границы четвертичного периода с 0.8 до 2.6 млн лет с акчагылскими отложениями и их подразделением сложилась непростая ситуация. Исследователи по-разному пытаются распределить либо весь акчагыл, либо его части в плиоцен и плейстоцен, что является дискуссионным [2, 3]. При корреляции Средиземноморья с Северо-Каспийским регионом, аналоги нижнего и верхнего акчагыла выделяются в отдельные региоярусы. Пьяченцкий региоярус относится к верхнему плиоцену и характеризуется нормальной намагниченностью эпохи Гаусс (3.6–2.6 млн лет), а гелазий – к началу четвертичного периода и имеет обратную намагниченность эпохи Матуяма до палеомагнитного эпизода Олдувей (2.6–1.8 млн лет). Следовательно, граница четвертичного периода (2.6 млн лет) проходит внутри акчагылского региояруса [2].

Методом спорово-пыльцевого анализа были изучены образцы из ряда скважин и обнажений исследуемой территории Северо-Каспийского региона. В акчагылских отложениях выделены спорово-пыльцевые комплексы, позволяющие реконструировать растительность и изменение климата. Установлено, что по северной периферии Кавказа климатические флуктуации вызывали неоднократную смену ландшафтов степей и лесов. На востоке Северного Прикаспия смена ландшафтов степей, лесостепей и лесов происходила реже, чем в Предкавказье. Развитие растительности происходило в зависимости от изменений климатических параметров, прежде всего колебаний влажности.

Предположительно, при расширении акчагыльской трансгрессии формировались умеренно теплый влажный климат и лесная растительность на прилегающей к морю суше. Регрессивная стадия бассейна отличалась возрастающей аридизацией климата, выраженной в развитии безлесных степных ландшафтов.

На основании климатостратиграфических реконструкций по данным спорово-пыльцевого анализа выделены несколько интенсивных похолоданий и потеплений климата, включая кратковременное потепление около 3.2 млн лет назад. В это время на северных территориях Кавказско-Каспийского региона развивались наиболее разнообразные по таксономическому составу широколиственные леса. По составу спорово-пыльцевых комплексов это климатическое событие коррелируется с позднеплиоценовым интенсивным потеплением климата в Средиземноморье [4].

Исследования выполнены по государственному заданию ГИН РАН.

Литература

1. Андрусов.Н.И. Материалы к познанию прикаспийского неогена. Акчагыльские пласты // Тр. Геол. ком. 1902. Т. 5, № 4. 153 с.
2. Чепалыга А.Л., Садчикова Т.А., Адаева Д.О., Идрисов И.А. Понто-Каспий на рубеже неогена и четвертичного периодов // Известия Дагестанского Государственного педагогического университета. Естественные и точные науки. 2018. Т. 12. № 3. С. 81–88.
3. Krijgsman.W., Tesakov A., Yanina T. Quaternary time scales for the Pontocaspian domain: Interbasinal connectivity and faunal evolution // Earth Science Reviews. 2019. V. 188. P. 1–40.
4. Naidina O.D., Richards K. The Akchagylian stage (late Pliocene-early Pleistocene) in the North Caspian Region: Pollen evidence for vegetation and climate change in the Urals-Emba region // Quaternary International. 2020. Vol. 540. P. 22–37.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ УГЛЕВОДОДОВ В ДОННЫХ ОСАДКАХ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ

Важная особенность Карского моря – наличие крупных залежей углеводородов (УВ). Протяженные зоны выходов газовых струй из осадочных толщ (холодные метановые сипы) могут захватывать и высокомолекулярные УВ. Поэтому необходимость оценки концентраций и происхождения УВ, имеющих различные источники, установления причинно-следственных связей, обусловленных климатическими изменениями и антропогенной нагрузкой, не вызывает сомнений. Цель настоящего исследования: установить особенности распределения (концентраций и состава) двух углеводородных классов: алифатических (АУВ) и полициклических ароматических (ПАУ) и их изменчивость в зависимости от условий седиментации и строения осадочной толщи в юго-западной части Карского моря (рис. 1).

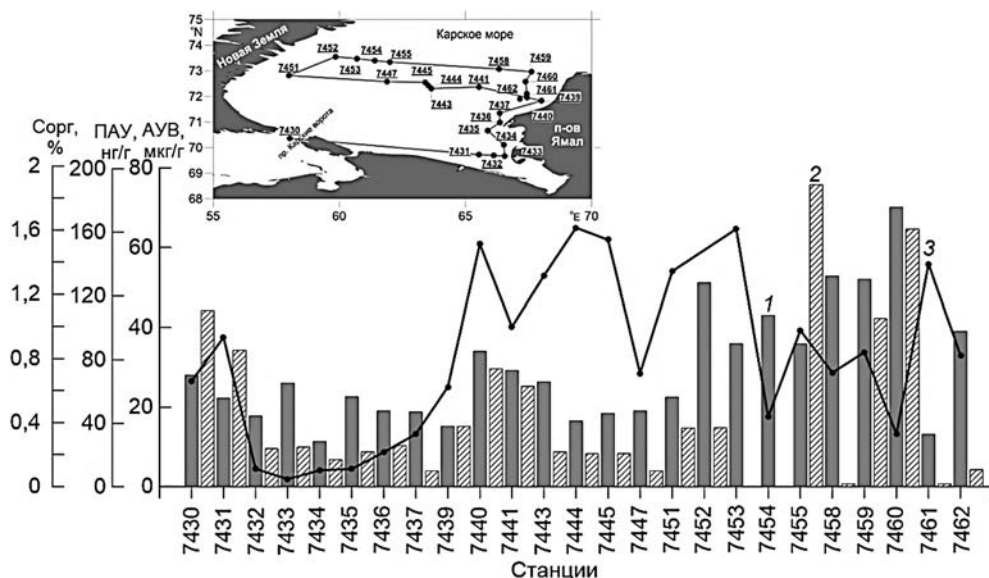


Рис. 1. Изменение концентраций алифатических углеводородов – 1, полициклических ароматических углеводородов – 2 и Сорг – 3 в поверхностном слое донных осадков. На вставке – расположение станций

Для отбора проб донных осадков использовали дночерпатель «Океан-50» и мультикорер (Mini Muc К/МТ 410, KUM, Германия). Пробы сушили при 50°C, и из фракции осадка 0.25 мм экстрагировали УВ ультразвуковым методом метиленхлоридом. Концентрацию АУВ определяли ИК-методом, алканы – газохроматографическим методом, содержание и состав ПАУ – методом

высокоэффективной жидкостной хроматографии (в результате были идентифицированы приоритетные полиарены, рекомендованные ЕРА), органический углерод ($C_{\text{орг}}$) методом сухого сжигания.

Юго-западная часть Карского моря представляет крупную субмеридиональную депрессию со сложно построенным рельефом дна и бортов. Исследования проводили по трем основным разрезам: Ямальскому – вдоль западного побережья Ямала из Байдарацкой губы до Пухучанской впадины; Южному – через Пухучанскую впадину и Западно-Карскую ступень и Северному – от Новоземельской впадины до Ямало-Гыданской отмели (рис. 1).

Ямальский разрез приурочен к западному отмелому участку шельфа п-ва Ямал на глубинах 13–44 м (станции 7431–7439, 7461). Основным источником осадочного материала для этой области служит абразия берегов Ямала, южного и юго-западного обрамления. В зависимости от батиметрии дна поверхностные осадки представлены разнородными песками с примесью алевроитового материала. Наиболее низкие концентрации исследуемых органических соединений совпадали и установлены в поверхностном слое песчанистого осадка ст. 7434 при выходе из Байдарацкой губы: 11 мкг/г – для АУВ, 17 нг/г для ПАУ и 0.102%, для $C_{\text{орг}}$ (рис. 1). По мере приближения к Новоземельской впадине (Южный разрез), морфология осадков предполагает их контуритовую природу, так как они образовались под воздействием придонных (контурных) течений, движущихся преимущественно вдоль континентального склона. В составе $C_{\text{орг}}$ содержание УВ изменялось в широком диапазоне: для АУВ – 0.09–4.80% (в 53 раза), и средняя величина (0.69%) оказалась ниже стандартного отклонения (0.97). Повышенное содержание АУВ в составе $C_{\text{орг}}$ приурочено к северной части Байдарацкой губы. Здесь на станциях 7431–7435 концентрации АУВ в составе $C_{\text{орг}}$ изменялась в диапазоне 1.4–4.8%, что обычно наблюдается в осадках загрязненных нефтью. Необходимо отметить, что в морских донных осадках в отсутствии антропогенных поступлений или флюидных потоков, доля АУВ не превышает 1%.

Близкое распределение концентраций в поверхностном слое осадков можно отметить и для ПАУ. Максимальное их доля в составе $C_{\text{орг}}$ ($5.4 \times 10^{-3}\%$) приурочена к ст. 7434, где песчанистый осадок был отобран в газонасыщенной зоне. В этом районе (станции 7433–7434) была зафиксирована потенциальная точка высачивания метана из донных осадков ($N=69.67$, $E=66.36$), где его содержание достигало в приводном слое атмосферы 2.092 ppm, $\delta^{13}\text{C}=-48,197$, а в водной толще, как в придонном, так и поверхностном слое – 140 и 161 нМ/л соответственно.

Повышенные концентрации УВ в поверхностном слое донных осадков приурочены также к Ямало-Гыданской отмели, где на станциях 7458–7460 величины АУВ в биотурбированных илистых осадках, содержащих значительное количество полихет и их трубок, достигало 50–70 мкг/г (фоновые кон-

центрации в морских донных осадках АУВ – 50 мкг/г, а ПАУ – 100–162 нг/г). При этом концентрации $C_{\text{орг}}$ были довольно низкими (0.33–0.84%). Поэтому на ст. 7460 (предположительно в зоне разлома) содержание УВ увеличивались в составе $C_{\text{орг}}$ (АУВ – до 1.84%, ПАУ – до $4.93 \times 10^{-3}\%$). В составе алканов в поверхностном слое донных осадков этой акватории в низкомолекулярной области наблюдалось плавное распределение гомологов, характерное для выветренных нефтяных алканов, а в высокомолекулярной – серия нечетных терригенных алканов C_{23} – C_{33} . В составе ПАУ преобладал фенантрен, что типично для морских донных осадков, то есть маркеры в составе алканов и ПАУ указывали на слабую трансформацию УВ в осадках.

Полученные результаты показали, что на распределение УВ в донных осадках юго-западного района Карского моря в большей степени оказывает влияние их преобразование в осадочной толще, а не процессы седиментации. В акваториях высачивания метана (в частности ст. 7434) происходит изменение не только УВ на молекулярном уровне, но и их содержания в составе органического вещества. Если распределение $C_{\text{орг}}$ зависит от литотипа осадков, то для УВ эти связи отсутствуют. При этом в газонасыщенных осадках повышается их содержание в составе $C_{\text{орг}}$. Поэтому флюидные потоки рассматривались в качестве основного источника УВ при исследовании донных осадков этого района. При миграции газа из глубоких горизонтов, в колонках, отобранных мультикорером (до 30 см) в распределении УВ в толще осадков наблюдались максимумы и минимумы, скорее всего, обусловленные изменением редокс потенциала. При этом доля 5–6 кольчатых полиаренов достигала в отдельных пробах 60% (ст. 7444, гор. 26–28 см).-Таким образом, в донных осадках образование УВ может происходить в диагенетических процессах при смене редокс-потенциала, а также при поступлении из земной коры или под влиянием внутрикорковых и мантийных потоков вещества и энергии.

Работа выполнена при финансовой поддержке госзадания Министерства науки и высшего образования РФ: тема № FMWE-2023-0002.

ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ШУНГИТОВЫХ ПОРОД ИЗ ЗОНЫ КОНТАКТОВОГО ЭПИГЕНЕЗА МАКСОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КАРЕЛИЯ)

Объектом исследования являются высокоуглеродистые сапробитумолитовые породы (шунгиты, C_{cb} 35–45%) Максовского месторождения (юго-восточная часть Фенноскандинавского щита, Карельский кратон, Онежская палеопротерозойская структура), сформировавшиеся в людиковийское время (2100–1920 млн лет) нижнего протерозоя. Накопление органического вещества в этот период было связано с формированием глинисто-карбонатных осадков в условиях мелководного бассейна с синхронным базальтовым платформенным вулканизмом и вулканизмом рифтогенного типа [1]. Помимо свободного углерода одним из основных минералов в составе шунгитов находится кремнезем в виде кварца [2, 3]. Также присутствуют серицит (до 25%), биотит, хлориты, пирит, рутил, фторапатит, иногда калиевый полевой шпат. В связи с насыщенностью разреза вулканогенными образованиями в ряде участков Онежской палеопротерозойской структуры (Шуньга, Максово, Загогино, Тетюгино и др.) сохранились признаки миграции углеводородов и формирования коллекторов в осадочных, вулканогенно-осадочных породах. Шуньгское и Максовское месторождения, а также и другие аналогичные залежи образовались в процессе формирования складок нагнетания по питающему слою, представленному органоглинами. Для подобных залежей обоснован комплекс геолого-геофизических поисковых признаков [4].

В составе Максовского месторождения выявлены слоистые, массивные и брекчированные разновидности шунгитов. Слоистые разновидности встречаются в подошвенной части и на участках выклинивания тела залежи. В центральной части залежи развиты массивные разновидности – плотные породы темно-серого до черного цвета, с раковистым изломом, представляют собой природный композит, содержащий высокодисперсные кристаллические агрегаты в аморфной углеродной матрице. Характерной особенностью геологического строения Максовского месторождения являются невыдержанные по мощности силлы габбродолеритов, которые залегают в центральной и западной частях залежи. На всей площади месторождения выявлены многочисленные признаки эпигенетического преобразования шунгитовых пород в области контактов с интрузиями, что также влияет на технологические свойства сырья. Исследование экзоконтактов позволило установить зону коксования сапробитумолитов мощностью до 2,5 м. Здесь сапробитумолиты имеют характерную призматическую отдельность, ориентированную как правило перпендикулярно контакту. Шунгитовые породы из зоны контакта имеют колломорфную

и флюидальную структуры и сильно развитую систему микропор. Содержание свободного углерода в них снижается до 10%, увеличивается содержание кварца и серицита, наблюдаются кварц-серицитовые прожилки с сульфидной минерализацией.

На уровне эрозионного среза на месторождении преобладают брекчированные разновидности сапробитумолитов (составляют около 54% объема залежи). Брекчии характеризуются высокой фрагментарностью обломков с неровными угловатыми краями и незначительным смещением относительно друг друга. В породах отмечается большое количество миндалинов, выполненных кварцем и углеродом. Эти признаки свидетельствуют, что брекчирование развивалось под влиянием аномально высокого пластового давления (АВПД), возникающего при быстром катагенетическом преобразовании органического и минерального вещества в условиях низкой проницаемости пород с органическим веществом (автокластический процесс). Признаки термального воздействия силлов обнаруживаются на удалении до 30 м от контакта.

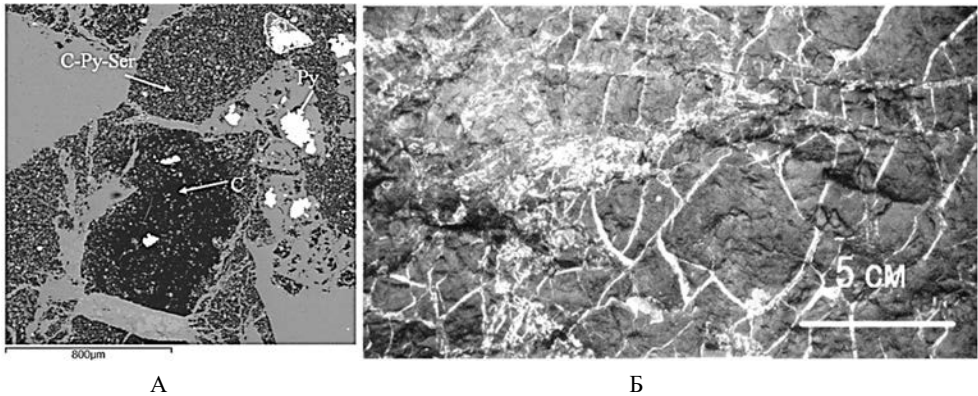


Рисунок. Брекчированная шунгитовая порода, Максовское месторождение:
 А – Фрагмент брекчированной текстуры. Обломки сложены массивными сапробитумолитами, в составе которых иногда присутствуют серицит (Ser) и пирит (Pyr). В цементе – агрегаты кварц-углеродистого состава и шлировые вкрапления пирита. Полированный шлиф. СЭМ.
 Б – Брекчия состоит из угловатых обломков шунгитовой породы, сцементированных кварцем. Черное – углерод, белое – кварц, желтое – сульфидная минерализация. Образец, фото.

Степень брекчирования пород увеличивается к верхним и периферийным частям постройки. Среди них выделены разновидности в зависимости от состава обломков и цемента [5]. «Шунгит-шунгитовые» или скрытые брекчии, формирование которых объясняется процессами многократного вязкого перемещения и смешивания вещества в процессе дифференциации осадочного материала по плотности, развивающихся в складках нагнетания. Скрытая брекчия, отличается тем, что обломки цементируются близким по составу веществом, в котором присутствует миграционное шунгитовое вещество (рис., А).

Верхняя часть залежи состоит преимущественно из брекчий с кварцевым цементом (рис., Б). Порода состоит из угловатых обломков, сцементированных мелко-, реже среднезернистым, кварцем и, в подчиненном количестве, слюдой, карбонатом. Местами наблюдается окварцевание цемента. Вокруг некоторых обломков развиты ореолы рассеянного шунгитового вещества. Границы обломков имеют перистые очертания за счет тонких трещин. Нередко в цементе присутствуют жеоды кварца с пиритом, сфалеритом, халькопиритом и шунгитовым веществом. При повышении степени брекчированности размеры обломков уменьшаются, а количество кварцевого цемента увеличивается, достигая 1/3 объема породы. Кварцевый цемент имеет мозаичное и волнистое погасание, гранобластовую структуру с реликтами коллоидных структур. В некоторых случаях цемент брекчий представлен пиритом.

В массивных и брекчированных породах сумма $C_{св}$ и SiO_2 обычно близка к 85%; Al_2O_3 – 3,5–5% (серицит); Fe_2O_3 – 1,40–2,70% (хлорит); S – 1,4–2,3% (пирит); по 1–2% на K_2O , CaO, MgO и 1–2% – прочие элементы. Анализ петрохимического состава различных текстурных разновидностей пород месторождения показал, что в брекчированных породах по сравнению с массивными уменьшается содержание железа и летучих компонентов углерода и фосфора, при этом увеличивается содержание SiO_2 . В экзоконтактной зоне возрастает содержание Al_2O_3 , MgO и летучих компонентов, снижается содержание SiO_2 по сравнению с массивными разновидностями. Брежированные сапробитумолиты обладают более высокими значениями плотности и невысокими значениями общей пористости. В породах экзоконтактной зоны наблюдается снижение плотности за счет наличия пустот, незаполненных минеральным веществом.

Основным механизмом формирования первичных брекчий является АВПД, создаваемое углеводородами, образующимися при катагенезе органических пород и, возможно, при дегидратации глинистых минералов, то есть за счет явлений автоклаза. Наиболее ярко на Максовском месторождении механизм автоклаза проявлен в области контакта шунгитовых пород с габбро-долеритами, внедрившимися в сформировавшееся тело залежи. В таких зонах катагенез органического вещества происходит в жестких термальных условиях, наблюдается большое количество прожилков, заполненных миграционным веществом.

Развитие зоны коксования вероятно связано с поздними этапами формирования структуры Максовской залежи, когда породы были литифицированы, а способность керогена генерировать углеводороды была низкой. Характер брекчирования указывает на вероятную причину появления напряжений в локальных объемах породы, например, за счет активного протекания дегидратации осадочного материала (глин, водного кремнезема) или на быструю генерацию углеводородов из керогена под влиянием высоких температур.

Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств федерального бюджета на выполнение государственного задания КарНЦ РАН.

Литература

1. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. 431 с.
2. Филиппов М.М., Медведев П.В., Ромашкин А.Е. О природе шунгитов Южной Карелии // Литология и полезные ископаемые 1998. № 3. С.323–332.
3. Первунина А.В., Мясникова О.В. Структурно-морфологические особенности и условия кристаллизации кварца шунгитовых пород Онежской структуры // Труды Карельского научного центра Российской академии наук. Геология докембрия. 2023. № 2. С. 23–38. DOI: 10.17076/geo1373
4. Филиппов М.М. Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск. 2002. 277 с.
5. Рычанчик Д.В., Ромашкин А.Е. Особенности внутреннего строения Максвской залежи шунгитовых пород // Углеродсодержащие формации в геологической истории. Труды международного симпозиума. 1998 года, Петрозаводск, 2000. С. 73–79.

УСТРОЙСТВО ОТБОРА АЛИКВОТНЫХ ПРОБ ДЛЯ ЛАЗЕРНОГО ДИФРАКЦИОННОГО ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА МОРСКИХ ДОННЫХ ОСАДКОВ

Исследование размеров частиц или анализ распределения частиц по размерам играет ключевую роль в различных областях науки, таких как литология, палеоокеанография, фармацевтика, материаловедение, почвоведение, биология и многих других. Выбор способов анализа и подготовки образцов зависит от целей и объектов исследования. В области наук о Земле для измерения размера зёрен часто используют лазерный дифракционный анализ [1]. Этот метод широко используется благодаря нескольким преимуществам: он позволяет измерять частицы размером от 0,1 до 3000 мкм, работать с образцами весом менее 1 г, обеспечивает высокое разрешение и точность [1].

Однако у метода есть и недостатки. Результаты анализа могут зависеть от формы частиц, их оптических свойств и концентрации в суспензии. Основной причиной ошибок при лазерном дифракционном анализе является процедура отбора аликвот [2]. Это особенно важно для гетерогенных образцов, таких как морские отложения, где плохо отсортированные смеси фракций имеют большой разброс размеров частиц.

В научной литературе чаще всего для отбора аликвот используется метод с применением пипетки Пастера. Образец, предварительно залитый дистиллированной водой, переводят во взвешенное состояние при помощи вращательных движений стакана или магнитной мешалки. Затем оператор, используя пипетку Пастера для забора пробы из суспензии, помещает материал в проточную ячейку гранулометрического анализатора. Этот метод достаточно прост и лёгок в воспроизведении, но имеет ряд недостатков. Например, полная гомогенизация образцов донных осадков, содержащих глину, ил и песок, практически невозможна. Крупная фракция (> 63 мкм) не всегда полностью переходит во взвешенное состояние и может быстро оседать на дно химического стакана. Кроме того, оператор может случайно поместить пипетку слишком близко ко дну, что приведёт к обогащению отбираемой аликвоты крупнозернистым материалом и уменьшению содержания крупной фракции в остальной части образца. Или же, наоборот, забрать всю тонкую фракцию из стакана при первом погружении пипетки Пастера.

В работе Shen et al. (2021) предлагается метод деления аликвот для решения этой проблемы. Этот подход заключается в многократном разделении взвешенного материала на два стакана до получения желаемого количества представительных проб. Однако, этот метод также не полностью решает проблему обогащения пробы крупной фракцией, поскольку для разделения всё ещё используется пипетка Пастера.

Данная работа предлагает новый подход к выделению аликвот из образцов морских донных осадков для изучения их гранулометрического состава. Разработанный нами метод основан на одновременном создании трёх одинаковых изолированных объёмов суспензии с идентичной вертикальной структурой. Этот подход реализуется с помощью специально разработанного электромеханического пробоотборника. Процесс пробоотбора осуществляется в соответствии с разработанным протоколом.

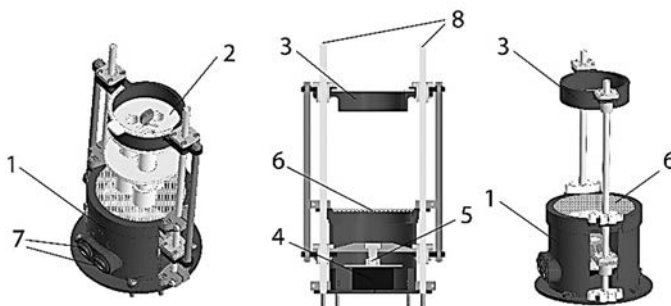


Рис. 1. Схема устройства:

1 – корпус, изготовленный при помощи 3D-печати; 2 – блок из трех закрепленных трубок с силиконовыми насадками на концах; 3 – подвижная рама с кольцом, прижимающим блок трубок ко дну стакана для создания изолированных объёмов суспензии при включении электромагнита; 4 – электромагнит; 5 – железная пластина, контактирующая с электромагнитом; 6 – полупрозрачная платформа с LED-подсветкой для химического стакана; 7 – кнопки включения электромагнита и LED-подсветки; 8 – направляющие валы для рамы с прижимным кольцом.

Чтобы проверить воспроизводимость результатов гранулометрического анализа аликвот, полученных методом изолированных объёмов, был проведен эксперимент на модельной двухкомпонентной смеси с известными гранулометрическими характеристиками и массовым соотношением компонентов. Смесь состояла из частиц кварцевого песка особой чистоты, размер которых охватывал интервал, характерный для морских донных осадков (глина, сilt, песок). В результате эксперимента было получено 28 аликвот модельной смеси. Для каждой аликвоты выполнен гранулометрический анализ на лазерном дифракционном анализаторе размеров частиц SHIMADZU SALD-2300 (Япония)

Также было проведено статистическое сравнение всех распределений размеров частиц при помощи теста Колмогорова-Смирнова. Для этого были выполнены попарные сравнения всех 28 аликвот. Результаты составили 378 значений p -уровней значимости и D -статистики.

Анализ показал, что 331 значение p -уровня значимости превышает пороговое значение 0,05. Это означает, что нет оснований отклонять нулевую гипотезу. Следовательно, аликвоты, отобранные методом изолированных объёмов,

можно считать представительными, поскольку их гранулометрические распределения схожи между собой.

В рамках представленной работы был предложен и опробован принципиально новый метод пробоотбора образцов морских донных осадков для проведения их гранулометрического анализа. Предлагаемый подход выделения аликвот позволяет увеличить эффективность пробоотбора, качественно повысить воспроизводимость результатов анализа, минимизировать человеческий фактор и разделить процессы выделения аликвот и анализа. Использование технологии 3D-печати при изготовлении деталей и корпуса прибора допускает их усовершенствование и модификацию. Разработанное устройство является мобильным, дешёвым в изготовлении, простым в эксплуатации, не требует специальной квалификации от оператора, может быть применено в полевых условиях и подходит для всех типов анализаторов размеров частиц.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН № FMWE-

Литература

1. Z. Shen, N. Conway, T.J.J. Hanebuth. A novel binary pipette splitting sediment subsampling method for improving reproducibility in laser-diffraction particle-size analysis // *MethodsX*. – 2021. – № 8. – P. 101493. doi:10.1016/j.mex.2021.101493.
2. Miller B.A., Schaetzl R.J. Precision of soil particle size analysis using laser diffractometry // *Soil Sci. Soc. Am. J.* – 2012. – V. 76. – № 5. – P. 1719–1727.
3. International Organization for Standardization, Particulate materials – sampling and sample splitting for the determination of particulate properties (ISO Standard No: 14488:2007), 2007.

ЭВОЛЮЦИЯ БИОГЕННОГО КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЯ В АРКТИЧЕСКОМ ОКЕАНЕ

Биогенное кремненакопление в северной полярной области претерпело кардинальные изменения за время формирования Арктического океана в кайнозойе. Ведущая роль в этом принадлежит тектоническим процессам и гидродинамическим условиям в водоемах центральной Арктики и прилегающих морях, прежде всего, установление и разрушение связей с южными океанами – Тетис, Атлантическим и Тихим. В палеогене в эпиконтинентальных морях Северной Евразии существовали благоприятные условия для биогенного кремненакопления [1 и др.], чему способствовали мощные потоки теплых вод из океана Тетис через Тургайское и Западно-Сибирское моря, которые прекратились в раннем олигоцене, также как и водообмен Норвежского моря с Тетис [2, 3]. В водообмене Атлантического и Арктического океанов решающее значение имело тектоническое открытие пролива Фрама. Постепенное расширение (> 100 км) и углубление ($> 1,5$ км) пролива в раннем-среднем миоцене привело к усилению холодного донного арктического стока в Северную Атлантику, увеличению притока соленой атлантической воды в Северный Ледовитый океан и установлению в нем строгой стратификации водных масс, сопоставимой с современной [4]. Последний фактор привел к сокращению содержания кремнезема в поверхностных водах океана, растворению опаловых створок диатомей после окончания вегетации и практически полному их исчезновению в неогеновых глубоководных осадках, хотя для миоцена имеются биогеохимические свидетельства высокой продуктивности диатомового планктона в Арктическом бассейне [5]. Установлено, что после гибели планктонных кремнистых организмов их скелетные остатки по мере погружения растворяются, и лишь небольшая их доля (от 1 до 10%) накапливается на дне. Дальнейшее растворение опала в осадках происходит лишь в верхних 0–10 см горизонтах осадков в первые 1–2 месяца за счет изменения структуры молекулярных связей и замещения Si на Al в молекулах [6].

В осадках центральных районов Арктического океана комплексы кремнистых микрофоссилий установлены лишь в донеогеновых осадках. Верхнемеловые, почти чистые ламинированные диатомовые илы, включающие прекрасно сохранившиеся диатомеи, силикофлагелляты и эбриидеи, более типичные для умеренных широт полученные с хребта Альфа [7], отражают сезонные флуктуации в популяции диатомей в областях высокой органической продуктивности. Несмотря на некоторую таксономическую обедненность диатомовых комплексов, J.Ватсон отмечает чрезвычайную близость их систематического состава верхнекампанским диатомовым комплексам, установленным

Н.И. Стрельниковой [8] в верхнемеловых отложениях Западной Сибири. Этот период в Западной Сибири характеризовался накоплением мощных толщ диатомитов, свидетельствующих о высокой продуктивности вод за счет поступления с севера из глубоководных котловин Арктического бассейна холодных вод, обогащенных биогенными элементами. Подобные течения приводили к развитию кремнистых биогенных осадков, носившему локальный характер (Западная Сибирь, западная часть Карского моря; Западное Предуралье, Среднее Поволжье) [8, 9].

Нижнепалеогеновые глины и глинисто-кремнистые породы с кремневым микропланктоном присутствуют и на хребте Альфа [10,11]. Эоценовые кремнистые осадки вскрыты также на склоне хребта Альфа. Они содержат комплексы эоценового фитопланктона, обилие которых предполагает активное развитие апвеллингов в Канадском бассейне в период их накопления, как и в позднем мелу, а систематический состав силикофлагеллят, установленных в этих осадках, подтверждает связь Арктического океана с Мировым в среднем или позднем эоцене. Среднеэоценовые диатомовые илы, полученные с хребта Ломоносова, также содержат важную информацию о высокой палеопродуктивности вод и обильном пресноводном стоке [12]. Биогенное кремненакопление продолжалось в первой половине кайнозоя и в Западно-Сибирском бассейне, а также на прилегающем шельфе, где формировались мощные толщи диатомитов, диатомовых глин, опок [9].

Результаты выполненных нами исследований поверхностных донных осадков Северного Ледовитого океана свидетельствуют, что на континентальном склоне и в глубоководных районах океана диатомеи представлены в основном единичными переотложенными створками (или обломками створок) морских меловых и палеогеновых видов [13, 14]. В значительных количествах неоген-четвертичные и современные диатомовые комплексы присутствуют в основном в осадках мелководных окраинных морей, в водах которых за счет обильного речного стока резко возрастает содержание растворенной кремниевой кислоты и биогенных элементов, а содержание диатомовых створок в осадках может достигать нескольких миллионов на 1 грамм [13, 14].

На приморских низменностях Северной Евразии и прилегающем арктическом шельфе обедненные ископаемые комплексы морских диатомей, соответствующие миоценовой, плиоцен-эоплейстоценовой и неоплейстоценовым трансгрессиям, установлены как *in situ* в неоген-четвертичных отложениях, так и во вторичном залегании, что свидетельствует о развитии серии трансгрессий в пределах Евразийского шельфа и приморских низменностей. На основе корреляции этих комплексов с зональными стратиграфическими диатомовыми шкалами Северной Пацифики и Норвежско-Гренландского бассейна установлен возраст морских трансгрессий [13, 15].

Работа выполнена в рамках госзаданий Московского государственного университета имени М.В.Ломоносова №121051100135-0 и Минобрнауки № FMWE-2024-0020.

Литература

1. Стрельникова Н.И. Палеогеновые диатомовые водоросли// СПб: Изд-во С.-Петербургского ун-та. 1992. 311 с.
2. Ахметьев М.А., Запорожец Н.И. Климатообразующая роль морских течений в раннем палеогене в высоких широтах Евразии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2017. Т. 25. № 2. С. 115–126.
3. Харин Г.С., Лукашина Н.П. Палеогеография Норвежско-Гренландского и Северо-Западного Европейского морских бассейнов в палеогене. Океанология, 2010. Том 50. №2. С. 248–261.
4. Hossain A., Knorr G. Jokat W. et al. Opening of the Fram Strait led to the establishment of a modern-like three-layer stratification in the Arctic Ocean during the Miocene // *Arktos*. 2021. V. 7. P. 1–12.
5. Stein R., Fahl K., Schreck M., et al. Evidence for ice-free summers in the late Miocene central Arctic Ocean // *Nature Communications*. 2016. Vol. 7. P. 1–13.
6. Van Coppel P., Qiu L. Biogenic silica dissolution in sediments of the Southern Ocean// *Antares I Special Issue of Deep Sea Research*. 1995. P. 1–16.
7. Barron J.A. Diatom biostratigraphy of the CESAR 5 core. Alpha Ridge// *Geol. Surv. Canada Paper* 84–22. 1985. P. 137–148.
8. Стрельникова Н.И. Диатомеи позднего мела (Западная Сибирь). М.: Наука. 1974. 203 с.
9. Стрельникова Н.И. Палеогеновые диатомовые водоросли. СПб: Изд-во С.-Петербург. ун-та. 1992. 312 с.
10. Thiede J., Clark D., Herman Y. Late Mesozoic and Cenozoic paleoceanography of the northern polar ocean. 1990. V. L. P. 427–458.
11. Thiede J., Lisitzin A.P., Backman J. et al. The Arctic Ocean record: key to global change (Initial Mesozoic and Cenozoic paleogeography of the northern polar oceans// *Polarforschung*. 1991. 61/2. 102 p.
12. Backman J., Moran K., McInroy D.B. et al. Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program. V. 302. Edinburgh: Intergrated Ocean Drilling Program. Management International Inc. 2006. 169 p.
13. Полякова Е.И. Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М.: Научный мир. 1997. 146 с.
14. Полякова Е.И., Новичкова Т.А., Кловиткина Т.С. Диатомеи и палиноморфы в поверхностных осадках арктических морей и их значение для палеоокеанологических исследований / В кн.: Лисицын А.П. (ред.). Система Белого моря. Т. IV. Процессы осадкообразования, геология и история. М.: Научный мир. 2017. С. 796–855.
15. Polyakova Ye.I. Late Cenozoic evolution of northern Eurasian marginal seas based on the diatom record // *Polarforschung*. 2001. V. 69.

*М.С. Попов, Д.Г. Борисов, Е.В. Иванова, О.В. Левченко
ИО РАН им. П.П. Шишова, Москва*

ОСОБЕННОСТИ ЛАТЕРАЛЬНОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОСАДКОВ В ДОЛИНЕ ТРАНСФОРМНОГО РАЗЛОМА РОМАНШ

Введение. Район исследования охватывает Центральную Атлантику, характеризующуюся наличием семейства или группы, относительно близко расположенных друг к другу разломов. Они представляют большой интерес для исследования внутреннего строения океанской земной коры, тектоники и осадконакопления в Мировом океане. Район исследования охватывает один из крупнейший по осевому смещению Срединно-атлантического хребта разлома Атлантического океана – Романш. Большая часть предыдущих геологических исследований, в том числе проведенных в ГИН РАН и ИО РАН, была направлена на изучение тектоники, структуры земной коры и эволюции разломной зоны Романш.

Изучению осадочного чехла, особенно верхней его части, посвящены единичные публикации. В работе [1] приведены результаты исследования геохимического состава осадков в долине разлома, а в статье [2] описаны осадочные волны, примыкающие к восточной части разлома. Статья [3] посвящена глубинной сейсмической структуре отложений в долине разлома. В доступных базах геолого-геофизических данных (NOAA NGDC, PANGAEA) есть сведения о немногочисленных колонках донных осадков в разломе Романш. Эти колонки были отобраны в 60–80-х годах прошлого века и детально не изучались.

Материалы и методы. Главным методом данной работы был сейсмофациальный анализ. Основой для работы послужили данные высокоразрешающего сейсмоакустического профилирования (2560 морских миль (~4740 км)), полученные в 63-м рейсе НИС «Академик Иоффе» с помощью параметрического профилографа SES 2000 deer.

Морфологическая характеристика района исследования. Трансформный разлом Романш – крупная экваториальная депрессия океанской поверхности, простирающаяся от континентальной окраины Южной Америки до северной части Гвинейского залива. Разломная зона, включающая пассивную и активную части, разграничивает Южную и Центральную Атлантику. Максимальная глубина океана в исследуемой структуре достигает 7758 м. Протяженность разломной зоны составляет 4000 км, а средняя ширина долины – 80 км. Смещение осевой зоны срединного хребта вдоль разлома превышает 950 км. Строение зоны меняется по простиранию, как субширотно, так и субмеридионально. Зона разлома отделена от абиссальной равнины с севера поперечным хребтом, который на юге сменяется неактивной разломной долиной, после чего выделяется хребет, осложненный кулисными поднятиями. Южный борт разлома представлен отдельными (чаще линейными) поднятиями, разделенными субмеридиональными разломами.

Результаты и обсуждения. В процессе анализа данных сейсмопрофилирования в этом районе было впервые проведено картирование областей распределения донных осадков в долине разлома. Картирование показало мозаичный характер распространения осадков, что подтверждается ранее известными данными. Важно отметить, что речь идет об отложениях, видимых на сейсмограммах профилографа SES 2000 deep.

В западной части долины области распространения осадков более протяженные и менее фрагментарные, чем на восточной. Это, вероятнее всего, связано с более сложным рельефом восточной части долины. Сужение долины приводит к уменьшению живого сечения потока придонной воды и увеличению его скорости. Интенсивные придонные течения, скорее всего, затрудняют накопление осадков и оказывают эрозионное воздействие на дно. Согласно данным [4], скорости потока на поднятии между впадинами Вавилова и Вима колеблются от 12 см/с до 21 см/с.

На основании анализа сейсмоакустических данных были выделены четыре группы сейсмофаций, включающие 12 основных типов. Выполнено картирование и исследование закономерностей распространения указанных типов сейсмофаций. Широкое распространение имеют сейсмофации оползней и гравитационных потоков со склонов хребтов, ограничивающих долину. В западной части разлома выделены обширные области сейсмофаций с волнообразным характером рефлекторов. Эти фации были проинтерпретированы преимущественно как захороненные контуритовые осадочные волны, образованные придонным течением Антарктической донной воды. Впервые в районе исследования были обнаружены и описаны пластерный и валоподобные дрефты отделенные от бортов трога контуритовыми рвами. Эти дрефты имеют небольшие размеры в плане ранее обнаруженными в другом крупном разломе Вима [5].

Анализ сейсмоакустических данных позволил выделить четыре группы сейсмофаций, включающих 12 основных типов. Проведено картирование и изучение закономерностей их распространения. Широко распространены сейсмофации оползней и гравитационных потоков со склонов хребтов, ограничивающих долину. В западной части разлома обнаружены обширные области сейсмофаций с волнообразными рефлекторами, которые интерпретированы как захороненные контуритовые осадочные волны, образованные придонными течениями Антарктической донной воды. В этом исследовании впервые были обнаружены и охарактеризованы пластерные и валоподобные дрефты, отделенные от бортов трога контуритовыми рвами. Эти дрефты имеют небольшие размеры (10×10 км, 10×20 км) и схожи по расположению и морфологии с дрефтами, ранее отмеченными в другом крупном разломе Вима [5].

Работа выполнена за счет средств государственного задания № FMWE-2024-0020.

Литература

1. Odada E.O. Geochemistry of sediments from the Romanche fracture zone, equatorial Atlantic // *Marine geology*. – 1990. – Т. 92. – №. 3-4. – С. 291–312.
2. Westall F., Rossi S., Mascle J. Current-controlled sedimentation in the Equatorial Atlantic: examples from the southern margin of the Guinea Plateau and the Romanche Fracture Zone // *Sedimentary geology*. – 1993. – Т. 82 – №. 1-4. – С. 157–171.
3. Tavares A.C. et al. The Romanche fracture zone influences the sedimentation of the equatorial margin of Brazil // *Journal of South American Earth Sciences*. – 2020. – Т. 103. – P. 102738.
4. Frey D.I. et al. Multiple abyssal jets flowing into the Vema deep, Romanche fracture zone // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2023. – Т. 128. – №. 2. – P. e2022JC019434.
5. Borisov D.G. et al. Unveiling the contourite depositional system in the Vema Fracture Zone (Central Atlantic) // *Scientific Reports*. – 2023. – Т. 13. – №. 1. – P. 13834.

УЧАСТИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В СОЗДАНИИ ФАЦИАЛЬНОЙ СРЕДЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Органическое вещество, являясь важной составляющей большинства осадочных пород, играло активную роль на всех этапах их образования.

В допалеозойский – ранний палеозойский (до силура) этап развития на Земле жизнь была развита только в морях. Видовой состав и массовый объем организмов, населявших древние моря был относительно небольшим, а растительная составляющая тем более. Все растительные формы приспособлялись к среде обитания и играли, скорее, пассивную роль в формировании осадков.

Все изменилось когда растительность вышла на сушу (силур-нач. девона). Первые наземные растения, все еще зависимые от водной среды, расселялись вблизи водоемов, в самых пониженных частях суши. Но постепенно они стали осваивать и водоразделы.

Активное расселение растительности (уже высшей) стало важнейшим ландшафтообразующим фактором. Растительность, покрывающая поверхность изменила альбедо Земли, усугубила проявление сезонности, способствовала развитию рельефа и его контрастности. Животный мир, для которого наземная растительность была и средой обитания, и источником питания развивался особенно разнообразно.

Биомасса суши составляет более 99% всей биомассы Земли, при этом в ее составе неоспоримое преимущество – у высших растений. Остатки высшей – «сухоземной» (устар), растительности сохраняют и индикаторы климата, и определенные показатели тектонического режима района во время седиментогенеза, что делает изучение органических участников процесса информативно важным.

Методика литолого-фациального анализа в России разработана очень детально, а для угленосных отложений опыт П.П. Тимофеева, В.П. Алексеева и др. на примере таких крупных регионов как Южная Сибирь, Западная Сибирь, Средняя Азия имеет неоценимое значение.

Крупные подразделения – комплексы бассейновых, аллювиальных и озерных фаций, которые могут включать отложения углей, охарактеризованы очень четко, выявлены главные признаки, определяющие фациальную принадлежность осадочных пород.

Прикладное значение углепетрографических исследований в настоящее время приобрело новые направления.

Для углей в 1986 г. Диссель впервые предложил использование петрографических индексов по мацеральному составу углей, таких как индекс гелефикации (GI – gelefication index) и индекс сохранности структуры (TPI – tissue

малой активности вод преимущественно имеют алевритовый и глинистый материал; текстуры, как правило, волнистые, линзовидные и горизонтальные. Повышается доля золы в углях и мацералов группы инертинита, мацералы встречаются в виде детрита. Гидродинамически активная зона характеризуется преимущественно песчаным составом, пологоволнистой, горизонтальной и косо́й текстурами. Подошва отложений таких зон, как правило, эрозионного типа, резкая, хорошо выделяется по смене литологического состава пород и текстурам. Преобладают углистые алевролиты с высоким содержанием мацералов группы инертинита в виде обломочных фрагментов – инертодетринита [3].

Исходя из приведенных примеров не вызывает сомнения, что литолого-фациальный анализ как инструмент геологических исследований с привлечением данных углепетрографии может создать довольно полную картину об условиях осадконакопления в том или ином регионе.

Литература

1. Diessel, C.F.K., 1986. On the correlation between coal facies and depositional environments. Symposium Advance in the Study of the Sydney Basin. Proceedings, 20th, Newcastle, pp. 19–22.
2. Calder, J.H., Gibling, M.R., Mukhopadhyay, P., 1991. Peat formation in a Westphalian B piedmont setting, Cumberland basin, Nova Scotia: implications for the maceralbased interpretation of rheotrophic and raised paleomires. Bulletin de la Societe Geologique de France 162, 283–298.
3. Вайтехович А.П., Коточкова Ю.А., Пронина Н.В. Обстановки накопления тюменской свиты (Западно-Сибирский нефтегазоносный бассейн) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. – 2020. – С. 43–45.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДНЯТИЯ АЛЬФА-МЕНДЕЛЕЕВА (АРКТИЧЕСКИЙ ОКЕАН) И СОПРЯЖЕННЫХ ГЛУБОКОВОДНЫХ БАССЕЙНОВ ПО ДАННЫМ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

Район исследования расположен в пределах Амеразийского глубоководного бассейна и включает в себя поднятие Альфа-Менделеева (АМ) и сопряженные с ним глубоководные бассейны: Подводников, Макарова на западе и Толля, Менделеева, Наутилус, Стефанссона на востоке. Восточная граница района исследования ограничена Чукотским Бордерлендом. На юге находятся Северо-Чукотский осадочный бассейн и поднятие Де-Лонга.

В работе используются данные сейсмических 2D профилей МОВ ОГТ, данные магнитных и гравитационных аномалий, данные по возрастам базальтов, изученных на островах Де-Лонга [1], данные бурения на шельфах [2, 3, 4] и опробования склонов поднятия АМ [5] и Чукотского плато [6].

По результатам интерпретации сейсмических данных практически повсеместно в пределах поднятия АМ и сопряженных с ним бассейнов в полуграбенах и впадинах выделен синрифтовый сейсмостратиграфический комплекс. В пределах синрифтового комплекса на поднятии АМ и прилегающих к нему бассейнах были выделены следующие вулканические фации (рис. 1): 1) базальты, вероятно, отвечающие сейсмической фации SDRs, заполняющие полуграбены, разделенные горстами (в основном для поднятия Менделеева); 2) небольшие базальтовые плато на горстах; 3) слоистые вулканические потоки на поднятиях; 4) базальты сейсмической фации SDRs, наклоненные в сторону осей бассейнов; 5) слоистые вулканические потоки в центральных частях глубоководных бассейнов; 6) крупные вулканические постройки, не связанные базальтами сейсмической фации SDRs; 7) маленькие вулканические постройки, связанные с базальтами сейсмической фации SDRs; 8) интрузии.

Данные драгирования склонов поднятия АМ и Чукотского Бордерленда указывают на то, что в интервале времени около 125–90 (?) Ма с дополнительной фазой примерно в интервале 90–80 Ма на изучаемой территории проявилась эпоха магматизма. Таким образом, можно предположить, что кровля синрифтового сейсмостратиграфического комплекса имеет возраст приблизительно 100 млн лет назад, подошва – 125 млн лет назад.

Положения сейсмических вулканических фаций были нанесены на карту акустического фундамента, построенную по результатам интерпретации. Вдоль поднятия АМ можно провести осевую линию. Западнее осевой линии высокоамплитудные рефлекторы, похожие на SDRs, падают в сторону бассейна Подводников, восточнее – в сторону бассейнов Толля, Менделеева, Наутилуса и Стефанссона. С северного склона Чукотского плато рефлекторы наклонены в сторону Канадского бассейна. Рефлекторы сходятся в центральных частях бассейнов. Здесь проходят центральные оси растяжения.

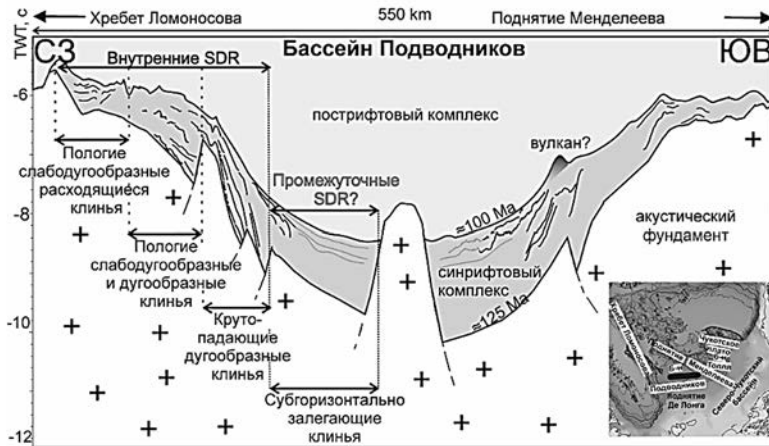


Рис. 1. Интерпретация сейсмического профиля, проходящего через бассейн Подводников

Мы предполагаем, что поднятие АМ формировалось синхронно с глубоководными бассейнами Толля, Менделеева, Наутилус, Стефенсона и Подводников 125–100 млн лет назад в субэвральных и мелководных условиях. Их развитие, как потенциальных вулканической пассивной континентальной окраины и океанов соответственно, началось в результате рифтинга, сопровождалось интенсивным вулканизмом, но было прервано. Региональное растяжение и синхронный широко распространённый магматизм, вероятно, связаны с образованием в апт-альбское время HALIP (High Arctic Large Igneous Province или Большая магматическая провинция Высокой Арктики).

Для района исследования на основе интерпретации сейсмических данных была восстановлена история их развития в постмеловой период. Со 100 до 56 млн лет назад разрез на поднятие АМ имеет прерывистый характер. В бассейнах со 100 до 80 млн лет назад локально происходит резкое увеличение уровня моря, с 80 млн лет назад морские глубоководные осадки распространяются повсеместно. С 56 до 45 млн лет назад на поднятие АМ растут карбонатные постройки. В бассейнах продолжается увеличение уровня моря. С 45 до 20 млн лет назад поднятие АМ начинает погружаться в условиях трансенсии. В глубоководных бассейнах продолжается увеличение уровня моря. С 20 млн лет назад поднятие АМ и глубоководные бассейны развиваются в современных глубоководных условиях.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (проект 24-17-00020).

Литература

1. Drachev S.S., Mazur S., Campbell S. Et al. Crustal architecture of the East Siberian Arctic Shelf and adjacent Arctic Ocean constrained by seismic data and gravity modeling results // *J. Geodyn.* 2018. № 119. С. 123–148.

2. Петров О.В., Никишин А.М., Петров Е.И. и др. Результаты стратиграфического бурения в Восточно-Сибирском море с целью геологического изучения зоны сочленения структур континентального шельфа и глубоководных акваторий Северного Ледовитого океана // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 512. № 2. С. 261–271.
3. Malyshev N.A., Verzhbitsky V.E., Danilkin S.M. et al. Stratigraphic drilling in the northeastern part of laptev sea: First results // Dokl. Earth Sc. 2024. № 515. С. 563–572.
4. Малышев Н.А., Вержбицкий В.Е., Колюбакин А.А. и др. Технологические аспекты и опыт стратиграфического бурения в морях российской Арктики // Геология нефти и газа. 2024. № 3. С. 19–30.
5. Сколотнев С.Г., Федонкин М.А., Петров Е.И. и др. Новые данные о возрасте магматических пород поднятия Альфа-Менделеева (Северный Ледовитый океан) по результатам изотопного U/Pb датирования цирконов // Доклады РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 513, № 1, С. 26–32.
6. Mukasa S.B., Andronikov A., Brumley K. et al. Basalts from the Chukchi borderland: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and geochemistry of submarine intraplate lavas dredged from the western Arctic Ocean // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2020. № 125.

А.В. Романова¹, С.П. Плетнев², Л.О. Утюпин¹, В.К. Аннин²

1 – ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток

2 – ТОИ им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АУТИГЕННОЙ КАРБОНАТНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ РАКОВИН ФОРАМИНИФЕР В УСЛОВИЯХ ГОЛОЦЕНОВЫХ МЕТАНОВЫХ ЭМИССИЙ В ОХОТСКОМ МОРЕ

В настоящее время появляется все больше палеобиогеохимических доказательств, что нормальный ход природного процесса развития Земли неоднократно прерывался резкими климатическими изменениями, и многие исследователи связывают эти события с метановыми эмиссиями в прошлом [1, 2]. Хорошим трассером регистрации таких событий служат негативные сдвиги (экскурсы) в изотопной записи – соотношение изотопов C^{13} и C^{12} , фиксируемые в раковинах ископаемых фораминифер [3, 4]. В отличие от редких находок карбонатных конкреций и малакофауны, по которым так же фиксируют метановые эмиссии, фораминиферы встречаются практически повсеместно и в большем количестве в морских осадках. Метан, проходя через осадочные толщи, в результате биохимических процессов на ископаемых раковинах фораминифер может дополнительно формировать вторичный метанопродуктивный кальцит (МДАК) и изменить их прижизненный сигнал C^{13}/C^{12} . Во всем мире развернуты междисциплинарные методические работы по выяснению условий формирования диагенетического кальцита в зонах выхода метана. Одним из таких перспективных районов для оценки современных и древних потоков метана являются моря Российского Дальнего Востока. Образцы бентосных и планктонных фораминифер были получены из колонки LV 50–05, отобранной в зоне активного выхода метана на подводном склоне Северо-Восточного Сахалина в Охотском море. Раковины фораминифер были изучены методами рентгеновской томографии, геохимии изотопов, световой и сканирующей микроскопии с возможностью элементного анализа. Были отобраны планктонные *Neogloboquadrina pachyderma*, бентосные *Nonionellina labradorica*, *Uvigerina parvocostata*, *Elphidium batialis*, *Cassidulina sp.* из горизонтов: 20–30 см, 210–215 см, 470–475 см. Раковины фораминифер хорошей сохранности, отобранных в слое 20–30 см подобны раковинам живых фораминифер. Они блестящие, прозрачные, с гладкой поверхностью. «Стеклянный» внешний вид делает морфологические особенности, такие как камеры, швы и даже поры уверенно диагностируемыми под стереомикроскопом. На снимках сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) на наружных и внутренних стенках раковин отсутствуют аутигенные зерна и кристаллы, поры открытые, а стенки раковин в поперечном разрезе однородны с четко определенным контуром. По данным ЭДС стенка раковины состоит из низкомагнезильного

кальцита (содержание $MgCO_3$ 0.2 wt%); повышенных значений магния не зафиксировано. Значения $\delta^{13}C$ планктонного вида *N. pachyderma* 0.82, бентосных *N. labradorica* -0.86, *U. parvocostata* -1.42, *E. batialis* -2.53, *Cassidulina spp* -1.04. В слое 210–215 см раковины характеризуются промежуточной степенью обрастания, отмечаются умеренные изменения характерного белого или желтого цвета под стереомикроскопом. Поверхность стенки раковин шероховатые, менее прозрачные и гладкие по сравнению с раковинами из слоя 20–30 см. Раковины *N. labradorica* покрыта МДАК в большей степени. Результаты ЭДС показывают неравномерное покрытие кальцитом с повышенным содержанием магния на внутренней и внешней стенке. Нарост аутигенного карбоната кальция имеет «морозоподобную» структуру на стенках раковин. На внешней стенке раковин диагностируется начало нарастания вторичного кальцита в областях пор. Микроморфологические признаки (резко очерченные швы и поры) слабо диагностируется, а стенки раковин в поперечном сечении остаются однородными. Значения $\delta^{13}C$ планктонного вида *N. pachyderma* -12.63, бентосных *N. labradorica* -22.93, *U. parvocostata* -1.34, *E. batialis* -3.24, *Cassidulina sp.* -5.80. Для раковин, слоя 470–475 см, характерно увеличение степени обрастания внешних и внутренних стенок аутигенным карбонатом. В стереомикроскопе раковины, подвергшиеся интенсивным диагенетическим изменениям имеют характерный цвет от желтого до темно-коричневого. Встречаются раковины темно-серые с черными точечными вкраплениями. Микроанализ показал соотношение Fe и S в данных образованиях 46 и 54%, что соответствует пириту. Исследования СЭМ-ЭДС выявили, что кристаллы кальцита с высоким содержанием магния покрывают внешние и внутренние стенки, образуя сплошную корку. Слой аутигенного карбоната на внутренней стенке раковин вида *N. labradorica* отличается большей мощностью, чем у других видов. Кальцит с высоким содержанием магния полностью перекрывает поры. Раковины планктонного вида *N. pachyderma* полностью теряют морфологические признаки, устье обрастает полностью, поры и камеры не идентифицируются. Раковины *N. pachyderma* и *N. labradorica* характеризуются максимальной степенью обрастания. Внешняя аутигенная корка их раковины содержит различные инородные микрообъекты (кремнистые створки диатомей и др.), что вероятно будет влиять на результаты геохимических анализов. На внутренней стенке раковин всех изученных видов диагностируются железосульфитные включения. Значения $\delta^{13}C$ планктонного вида *N. pachyderma* -24.81, бентосных *N. labradorica* -23.70, *U. parvocostata* -5.98, *E. batialis* -10.96.

Методом рентгеновской микротомографии были изучены особенности строения раковин бентосных фораминифер в качестве уточняющего этапа исследования образования вторичного аутигенного карбоната на раковинах фораминифер в местах выхода метана. Не разрушая образцы, были получены изображения внешней поверхности и срезов раковин бентосных фораминифер,

а также подсчитаны процентные соотношения объемов раковин, твердых включений и пустоты внутри раковины образцов. Раковины вида *N. labradorica*, отобранные из горизонтов осадков, соответствующих интенсивным и продолжительным метановым событиям, при сравнении с раковинами того же вида из горизонтов без метановых событий, демонстрируют увеличение среднего значения доли раковины на 26.9%, увеличение среднего значения доли твердых включений почти в 2 раза, и уменьшение среднего значения доли пустоты внутри раковины на 10.4%. Для раковин вида *U. parvacostata* аналогичное сравнение показало следующие результаты: увеличение среднего значения доли раковины на 6.5%, уменьшение среднего значения доли твердых включений в 4 раза, а среднего значения доли пустоты – на 6.3%.

С помощью геохимии стабильных изотопов $\delta^{13}\text{C}$, оптической и сканирующей электронной микроскопии, а также рентгеновской микротомографии получены результаты изменения характера признаков аутигенной карбонатной минерализации раковин различных видов фораминифер в зависимости от интенсивности влияния метановых просачиваний, что отражается на морфологических изменениях структуры стенки раковин фораминифер, а также их изотопном составе. Проведенные исследования позволяют разработать региональные актуалистические критерии для оценки воздействия метановых потоков на морфологическое строение и геохимический состав ископаемых раковин. Понимание специфических диагенетических режимов областей морских метановых дегазаций, влияющих на сообщество фораминифер и состав аутигенных минералов, послужит основой для выработки критериев реконструкции подобных геологических процессов в древних осадочных бассейнах.

Исследование выполнено в рамках госзадания ДВГИ ДВО РАН.

Литература

1. Плетнев С.П., Ву Ю., Романова А.В., Аннин В.К., Уткин И.В., Верещагина О.Ф. Негативные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$ раковин бентосных фораминифер: голоценовая история метановых событий в центральной части Охотского моря // Геология и геофизика. - 2020. Т. 61. № 4. С. 527–545.
2. Panieri, G., Camerlenghi, A., Conti, S., Pini, G.A., Cacho, I., 2009. Methane seepages recorded in benthic foraminifera from Miocene seep carbonates, Northern Apennines (Italy) // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 284, p. 271–282.
3. Rathburn, A.E., Perez, M.E., Martin, J.B., Day, S.A., Mahn, C., Gieskes, J., Ziebis, W., Williams, D., Bahls, A. Relationship between the distribution and stable isotopic composition of living benthic foraminifera and cold methane seep biogeochemistry in Monterey Bay, California. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2003. V.4, 1106, p. 1–28. doi:10.1029/2003GC000595.
4. Hill, T.M., Stott, L., Valentine, D.L. (). Isotopic evidence for the incorporation of methane-derived carbon into foraminifera from modern methane seeps, Hydrate Ridge, Northeast Pacific. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 2004. P. 4619–4627.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДАТСКИХ ТОЛЩ ВОСТОЧНОГО КРЫМА И НОВОРОССИЙСКО-СОЧИНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

История изучения мезозоя и кайнозоя Северного Причерноморья, в том числе Горного Крыма (**ГК**) и западной части Большого Кавказа (**БК**) и Предкавказья, длится уже третье столетие. На многочисленных палеогеографических и палеотектонических реконструкциях [6; 8; 9] показано, что Северное Причерноморье в конце мезозоя было шельфовой областью северной периферии океана Тетис. Шельфовые осадочные бассейны (**ОБ**) переходной зоны от Тетиса к Лавразии (Аркт-Лавразии) в совокупности именуют Пери-Тетис. Части Пери-Тетиса, расположенные в пределах восточной части Северного Причерноморья, мы называем Крымско-Кавказским **ОБ**. Некоторые толщи, сформированные в этом **ОБ**, в настоящее время экспонированы в **ГК**, на обоих склонах западного сегмента **БК** и в западном Предкавказье. Не смотря на очевидные успехи в расшифровке строения и истории развития Северного Причерноморья, среди его исследователей до сих пор нет единообразия в оценке времени начала становления Крымско-Кавказского орогена, нет консенсуса в понимании деталей палеогеографии мезозойских и кайнозойских **ОБ** и др.

Мы провели сравнительное рассмотрение датских образований Восточного Крыма и Новороссийско-Сочинского синклинория с акцентом на новые результаты U-Pb датирования детритового циркона (**dZr**).

На востоке **ГК** на столовой горе Клементьева (г. Планерская), расположенной в 5 км севернее пос. Коктебель (ранее пос. Планерское), датская толща перекрывает верхнемаастрихтскую клементьевскую свиту с постепенным переходом. Эти горизонтально залегающие (не дислоцированные) образования (разрез «**Гора Клементьева**») всесторонне изучены [3, 7]. Отнесенная к датскому ярусу маломощная (не более 7–10 м) толща залегает в верхах этого разреза, бронируя плоскую поверхность г. Клементьева. Толща сложена сероохристыми мелкозернистыми известковисто-глинистыми заметно биотурбированными кварцевыми песчаниками с зёрнами (до 0.3–0.4 мм) аутигенного глауконита. Количество терригенного материала – 75–80 об.%. Это – средние и плохо окатанный кварц, редко плагиоклаз, гидрослюды и рудные минералы, размером 0.1–0.25 мм.

На Черноморском побережье **БК** изучен датский фрагмент разреза (разрез «**Скала Киселева**») новороссийско-анапского флиша. Разрез расположен на участке побережья между устьями рек Агой и Туапсе. Строение и складчатая структура новороссийско-анапского флиша представлена здесь в серии величественных скальных выходов (*см. например, титульную страницу первого*

циркуляра этого научного форума). Новороссийско-анапский флиш на этом участке Черноморского побережья – это толща ритмичного чередования известковистых песчаников, алевро-песчаников, алевролитов, глинистых известняков. Мощность отдельных (элементарных) ритмов от 20–30 см до 1 метра, реже более. Ритмы представляют собой типичные циклы Боума с элементами от «а» или «b» до «е», с той лишь разницей, что элемент «е» представлен не глинистой породой (не аргиллитами), а пилитоморфными глинистыми известняками. Из светло-серых известковых алево-аргиллитов верхнего элемента одного из ритмов Е.А. Щербинина (ГИН РАН) определила комплекс карбонатного наннопланктона (подробнее см. [5]), позволяющий сопоставить интервал вмещающих этот комплекс пород с нижней частью датского яруса.

Из известковистых песчаников датской части видимого разреза переходных мел-палеогеновых стратиграфических уровней, представленных в разрезе «**Гора Клементьева**», а также из известковистых песчаников, слагающих нижний элемент того же турбидитового ритма, из которого получена биостратиграфическая характеристика разреза «**Скала Киселева**» [5]), нами выделены многочисленные зерна dZr , изотопно-геохронологическое изучение которых выполнено в ЦКП ГИН РАН по методике, изложенной в [1].

Из пробы K21-012 (разрез «**Скала Киселева**»), U–Pb изотопные анализы выполнены для 130 зёрен dZr и получена 91 кондиционная датировка. Максимальный и минимальный возрасты 2973 ± 12 и 318 ± 3 млн лет. Средневзвешенный возраст 4 самых молодых датировок $\sim 322 \pm 7$ млн лет.

Из пробы K22-002 (разрез «**Гора Клементьева**»), U–Pb изотопные анализы выполнены для 125 зёрен dZr и получено 186 кондиционных датировок ядер и кайм зерен. Максимальный возраст 2995 ± 2 млн лет, минимальные возрасты 169 ± 2 и 179 ± 2 млн лет (обе датировки получены по одному зерну). Следующие по возрасту – 3 триасовые датировки 222 ± 3 , 229 ± 2 и 241 ± 2 млн лет.

В полученных наборах возрастов из проб K21-012 и K22-002 представлены многочисленные палеозойские и докембрийские датировки. Сравнительный анализ наборов показал отсутствие значимых различий: перекрытие (Overlap) $\sim 0,76$; схожесть (Similarity) $\sim 0,65$. Таким образом, источником обломочного материала, слагающего изученные песчаники, могла быть одна и та же питающая провинция.

На **БК** и в **ГК** широко представлены юрские магматические образования – потенциальные первичные источники зёрен dZr с юрскими возрастными, при этом пик магматизма пришелся на временной интервал ~ 168 – 185 млн лет (см. обзор в [4]). В полученных возрастных наборах выявлено всего две юрские датировки из одного зерна в пробе K22-002. Это менее 1% от общего количества. Объяснить наличие одного юрского зерна можно или техногенной контаминацией, или засорением образца, отобранного из обнажения, расположенного на южном слоне г. Клементьева, за счет современного эолового разноса

со стороны расположенных всего в нескольких километрах юго-западнее юрских магматических пород горного массива Карадаг. Статистически значимых продуктов разрушения юрских магматитов, участвующих в строении Крымско-Кавказского орогена, не зафиксировано.

Таким образом, датские образования востока **ГК** и Черноморского побережья **БК**, разделенные в современной структуре северного Причерноморья зоной Керченского пролива (Керчинско-Таманской зоной слабо деформированных кайнозойских образований), обладают разными характеристиками, такими как мощность, формационный состав и глубины накопления. На востоке **ГК** – это маломощные (первые метры) мелководные образования, а на Черноморском побережье **БК** – это мощный (многие сотни метров) относительно глубоководный флиш. При этом сходство возрастных наборов **dZr** из датских песчаников разрезов «**Скала Киселева**» и «**Гора Клементьева**» как между собой, так и с возрастными наборами **dZr**, палеоген-неогеновых песчаников Западного Предкавказья, красноцветных верхнепермских и нижнетриасовых песчаников Московской синеклизы (для которых показано уральское происхождение обломочного материала [1]), а также позднечетвертичного аллювия нижних течений Дона и Волги, дренирующих Русскую плиту, позволяет нам сделать вывод о том, что Крымско-Кавказского орогена во время накопления изученных датских песчаников не существовало. Основной объем обломочного материала, слагающего изученные датские песчаники, был сформирован за счет рециклинга пород пермо-триасовых и более молодых толщ Русской плиты. Возникший лишь в четвертичное время Крымско-Кавказский ороген структурно и пространственно расчленил разные части Крымско-Кавказского **ОБ** [2], в которых в датское время были сформированы маломощная толща (разрез «**Гора Клементьева**») и мощный флишевый разрез («**Скала Киселева**»), характеризующие разные фациальные (формационные) зоны единого Крымско-Кавказского **ОБ**.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФ-23-27-00409.

Литература

1. Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. и др. Природа Пучеж-Катункской импактной структуры (центральная часть Восточно-Европейской платформы): результаты изучения U–Th–Pb изотопной системы зерен детритового циркона из эксплозивных брекчий // Геотектоника. 2023. № 5. С. 3–29. DOI: 10.31857/S0016853X23050041.
2. Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Шалаева Е.А. и др. О строении западных сегментов Кавказа и Предкавказья в свете новых представлений о времени начала воздымания Кавказского орогена // Нефтяное хозяйство. 2024. № 5. С. 42–47.
3. Коршунов Д.М., Прошина П.А. Литологическое строение и условия осадконакопления маастрихтских отложений (Восточный Крым) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Томск: Изд-во ТГУ. 2022. С. 143–146.
4. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Данцова К.И. и др. Характеристика осадочных толщ Индоло-Кубанского прогиба по результатам U–Pb датирования зерен детритового циркона // Недра Поволжья и Прикаспия. 2024. № 1. С. 4–15.

5. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шаццлло А.В. и др. Мел-эоценовый флиш Сочинского синклинория (Западный Кавказ): источники обломочного материала по результатам U–Th–Pb изотопного датирования детритового циркона // Литология и полезные ископаемые. 2024. № 1. С. 56–81. DOI: 10.31857/S0024497X24010048.
6. Попов С.В., Ахметьев М.А., Лопатин А.В. и др. Палеогеография и биогеография бассейнов Паратетиса. Часть 1. Поздний эоцен–ранний миоцен. М.: Научный мир, 2009. 178 с. (Тр. ПИН РАН; Т. 292).
7. Прошина П.А. Стратиграфия и планктонные фораминиферы семейства Heterohelicidae кампана и маастрихта Крыма, Кипра и Поволжья. Кандидатская диссертация. М.: ГИН РАН. 2024.
8. Okay A.I., Nikishin A.M. Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region // International Geology Review. 2015. V. 57. № 5-8. P. 1051–1076.
9. Palcu D.V., Patina I.S., Sandric I. et al. Late Miocene megalake regressions in Eurasia // Scientific Reports. 2021. № 11, 11471.

ОСАДОЧНАЯ СИСТЕМА ШЕЛЬФОВ ГЛЯЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ: ДИСКУССИОННЫЕ ВОПРОСЫ, ЛИТОЛОГИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ, ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

Уже много лет морских геологов и их коллег, работающих в Арктике, волнует проблема седиментогенеза на арктических шельфах. Краеугольным вопросом остается – был ли на западно-арктическом шельфе (в последние годы вновь возобновилась дискуссия и о восточно-арктическом шельфе) покровный ледник и в какой форме. Этот вопрос живо обсуждался на первом Всесоюзном совещании по морской геологии (Москва, МГУ, 1974г), но и по прошествии 50 лет он не утратил свою остроту. По этому поводу существует масса публикаций, из которых мы упомянем лишь две: наиболее антогонистических: [Крапивнер, 2020, Эпштейн и др. 2014]. На этой конференции ВСЕГЕИ (ныне Институт Карпинского), представила первый вариант концепции о развитии внутренних морских бассейнов под влиянием континентального оледенения. В докладе мы попробуем осветить современное состояние вопроса на гляциальных шельфах Северо-Запада России, где представлены как внутренние, так и окраинные морские бассейны.

Окраинные морские бассейны – это Баренцево и часть Карского моря, внутренние представлены Белым морем. Эти бассейны характеризуются сокращенным разрезом четвертичных отложений, обычно представленным образованиями последнего гляциального цикла: морена последнего оледенения-ледниково-морские осадки – морские осадки [Эпштейн и др. 2014, Рыбалко и др., 2017]. Одной из главных особенностей является присутствие морен последнего оледенения, как основной (донной), так и краевыми образованиями. Первые были вскрыты на Баренцевом море [Кленова, 1960], а также в Белом море еще в 60-годы Е.Н. Невесским в результате проведенного бурения вибротрубками [Невесский и др., 1977]. Но наибольший вклад в картирование краевых образований внесло сейсмоакустическое профилирование. Впервые о грядах, маркирующих положение ледника на шельфе, говорил еще Г.Г. Матишов [Матишов, 1984], но в настоящее время наличие краевых гряд получило общее признание [Гусев и др. 2012, Рыбалко и др. 2017]. Эти образования как вносят своеобразие в рельеф донной поверхности, так и позволяют достаточно определенно говорить о динамике ледникового покрова. Специфические черты ледниковых отложений в сейсмоакустических материалах подчеркивал целый ряд авторов [Девдариани, 1987].

Большой материал по динамике ледников и образованных ими форм рельефа были получены в результате систематического использования данных многолучевого профилирования в северной части Баренцева моря [Соловьева и др., 2023]. Были выделены обширные поля, образованные так называемыми моренами Де-Геера, формирующимися при отступании ледника, закартированы подледниковые долины, озы и другие формы мезорельефа, связанные с потоками талых ледниковых вод. Данные бурения позволили охарактеризовать вещественный состав ледниковых образований: полимодальный гранулометрический состав, повышенное и достаточно постоянное содержание алевритовых, частиц, повышенную плотность и пр.

Ледниковые образования как во внешнем, так и внутреннем шельфе, перекрываются мощной толщей слоистых ленточноподобных осадков. На окраинном шельфе они представлены как слоистыми, так и монотонными осадками. Они формируются за счет:

- обломков, поступивших при вытаивании из подошвы шельфового ледника и айсбергов или при их перевертывании;
- взвешенного материала пелитовой размерности – продуктов таяния континентального ледника, а также принесенного морскими течениями;
- алевропесчаного влекомого материала, поступающего в приледниковый бассейн с потоками талых вод.

Различное соотношение осадочного материала, поступающего из указанных трех источников, а также динамика самого седиментационного процесса создают характерный облик рассматриваемых отложений: несортированность гранулометрических распределений, наличие гравийных и галечных (щебнистых) обломков в пелитовых осадках, специфические слоистые текстуры, а также их дислокации.

На фаціальном уровне выделяются три группы: проксимальная, гляциально-стоковая и дистальная (айсбергового разноса). Проксимальная группа отложений сформировалась при активном поступлении обломочного материала из фронтальной зоны ледников, что привело к накоплению песчанистых осадков. Гляциально-стоковая фаціальная обстановка отличается массовым перемещением обломочных масс по склону, сопровождающимся активной эрозией морского дна. Дистальные фации ледниково-морских отложений выделяются исключительно за счет присутствия в типичных морских осадках продуктов таяния айсбергов или «дропстонов».

Ледниково-морские осадки, пространственно тесно связаны с грядами ледникового происхождения и обычно располагаются с внешней их стороны. Слоистая текстура отражает пульсационный характер таяния ледника и связанное с этим ритмичное поступление обломочного материала с талыми водами. По мере удаления от края ледника слоистость становится все более правильной, приближаясь к типично ленточной.

Особое положение занимают ледниково-морские отложения в Белом море. Здесь не было шельфового ледника (может быть только на заключительной стадии оледенения, когда основная масса тающего ледника сосредоточилась в пределах суши), а характер осадконакопления после отступления ледника напоминал озерный, т.е. отступающий ледник лежал на грунте, а его фронты возникло приледниковое озеро. Именно так было в Онежском заливе, где в ранние дриасовые периоды накапливались типичные ледниково-озерные глины [Рыбалко и др., 1987]. Однако, где-то в аллереде уже существовало соединение с Баренцевым морем, морские воды проникали во впадину Беломорского бассейна, первично пресноводный бассейн постепенно превращался в солоновато-водный. При этом текстурные признаки полностью сохранились и главным источником обломочного материала, по-прежнему было пульсационное поступление талых вод.

Постепенное сокращение скандинавского ледника и его беломорской ветви, которая на территории Кольского полуострова и северной Карелии исчезла уже в раннем голоцене, привело к резкому снижению поступления обломочного материала и исчезновению из его состава признаков, связанных с пульсационным таянием льда. Морской этап седиментогенеза характеризуется тотальным дефицитом кластического материала, в том числе из-за сильной заозеренности местности, отчего реки и оставляют там большую часть твердого стока. Фациальная зональность отражает особенности гидрологического режима и современной геодинамики и четко разделяется на две составляющие: прибрежное осадконакопление (волновые и течениевые осадки) и нефелоидное – приуроченное к отрицательным формам рельефа.

На Баренцевом море голоценовое морское осадконакопление крайне ограничено, в том числе и из-за отсутствия крупных водотоков на суше. Следствием является, что на Карте четвертичных отложений России 2015-2024г.г. издания на поверхности его показаны преимущественно верхнеоплейстоценовые отложения с редким вкраплением локальных зон верхнеголоценового накопления существенно транзитных осадков.

Литература

1. Крапивнер Р.Б. Проблема генезиса четвертичных отложений шельфа Баренцева моря как отражение общеглобального кризиса ледниковой теории // Арктика и Антарктика. 2020. № 4 С. 80–102.
2. Эпштейн О.Г., Длугач А.Г., Старовойтов А.В. Сейсмостратиграфия осадочного покрова как основа прогноза инженерно-геологических условий Баренцевоморского шельфа // Инженерная геология. 2014. № 5. С. 30–41.
3. Рыбалко А.Е., Журавлев В.А., Семенова Л.Р. и др. Четвертичные отложения Белого моря и история развития современного беломорского бассейна в позднем неоплейстоцене-голоцене // Система Белого моря, т. IV, Процессы осадкообразования, геология и история. М.: Научный мир, 2017. С. 16–84.
4. Кленова М.В. Геология Баренцева моря М.: Изд-во Акад. наук СССР, 1960. 367 с.

5. Невеский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 246 с.
6. Матишов Г.Г. Дно океана в ледниковый период. Л.: Наука, 1984. 176 с.
7. Гусев Е.А., Костин Д.А., Рекант П.В. Проблема генезиса четвертичных образований Баренцево-Карского шельфа (по материалам Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000) // Отечественная геология. 2012. № 2. С. 84–89.
8. Девдариани Н.А. Геологическое строение Беломорской впадины: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1985. 21 с.
9. Соловьева М.А., Рыбалко А.Е., Монтели А.И. и др. Новые свидетельства Валдайского оледенения в северо-восточной части Баренцевоморского шельфа (материалы TTR-19 и TTR-20) // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2023. Выпуск 10. С. 261–268
10. Рыбалко А.Е., Спиридонов М.А., Спиридонова Е.А., и др., Четвертичные отложения Онежского залива и основные черты его палеогеографии в плейстоцене-голоцене // Комплексные морские геолого-геофизические исследования внутренних морей гляциального шельфа. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. С. 38–52.

РОЛЬ МАГНИЯ В ОБРАЗОВАНИИ СИНГЕНЕТИЧЕСКОГО ФЛЮОРИТА В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

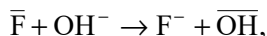
1. В осадочных породах сингенетический флюорит чаще всего встречается в карбонатных отложениях начальных стадий осолонения водоемов: доломитах и доломитизированных известняках, включая их гипс(ангидрит)содержащие разновидности [1–5]. Все эти породы обогащены магнием.

2. Начало осаждения флюорита предшествует осаждению целестина и гипса, на что указывают включения флюорита в указанных минералах [3, 6, 7]. По-видимому, выделение основной массы флюорита происходит в конце первой стадии эволюции усыхающих водоемов, когда отлагаются обогащенные магнием хемогенные карбонаты.

3. Имеющиеся немногочисленные экспериментальные данные [2, 8] свидетельствуют о состоянии недосыщения морской воды по флюориту на всем протяжении испарительного концентрирования, по крайней мере, до стадии отложения галита. Флюорит может образовываться только при поступлении в усыхающие водоемы с морской водой фтора из внешних источников. Такими источниками могут быть, в частности, воды речного стока, обогащенные фтором и кальцием относительно морской воды (по доле этих компонентов в общей минерализации).

4. В зоне гипергенеза на миграционную подвижность фтора оказывают влияние два основных фактора: кислотность водной среды и содержание растворенного магния.

В силу близости химических и кристаллохимических характеристик ионов F^- и OH^- структурный и адсорбированный фтор в щелочной среде замещается гидроксил-ионами:



где чертой сверху обозначено вхождение компонента в кристаллическую структуру или адсорбированное состояние. Это приводит к увеличению концентрации фтора в щелочной области с ростом величины рН, что подтверждается многочисленными данными по речным, озерным и подземным водам.

Отложение карбонатов, в том числе доломитов и доломитизированных известняков, осуществляется в слабощелочной среде, когда фтор накапливается в жидкой фазе. В таких условиях речной сток может обеспечить увеличение концентрации растворенного фтора (и кальция) до уровня, достаточного для насыщения вод по флюориту.

5. Основными формами нахождения фтора в природных водах являются свободные ионы F^- и ионные пары MeF^{z-1} с катионами основного солевого

состава (z – заряд катиона). Концентрации свободных ионов и ионных пар находятся в равновесии

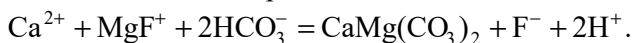


которое характеризуется величиной константы устойчивости ионных пар $K_{\text{MeF}^{z-1}}$:

$$[\text{MeF}^{z-1}] = K_{\text{MeF}^{z-1}} [\text{F}^{-}] [\text{Me}^{z+}],$$

где квадратными скобками обозначены концентрации. Среди главных компонентов природных вод наиболее прочные ионные пары с фтором образует магний, о чем свидетельствуют данные о константах устойчивости соответствующих комплексов $K_{\text{MeF}^{z-1}}$ [9, 10]: $\text{Na}^{+} - 0.54$, $\text{K}^{+} - 0.16$, $\text{Mg}^{2+} - 66.1$, $\text{Ca}^{2+} - 11.0$. Поэтому высокие концентрации магния способствуют накоплению валового растворенного фтора.

б. При образовании доломита происходит разрушение комплекса MgF^{+} и подкисление среды в соответствии с реакцией



Оба процесса препятствуют накоплению фтора в водной среде и способствуют отложению сингенетического флюорита.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-17-00088, <https://rscf.ru/project/24-17-00088/>.

Литература

1. Бушинский Г.И. К вопросу о генезисе флюорита в осадочных породах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1936. № 5. С. 775–793.
2. Казаков А.В., Соколова Е.И. Условия образования флюорита в осадочных породах (флюоритовая система) // Тр. Института геологических наук. Вып. 114. (№ 40). Геол. сер. М., 1950. С. 22–64.
3. Страхов Н.М., Борнеман-Старынкевич И.Д. О стронции, боре и бrome в породах нижнепермской галогенной толщи Башкирского Приуралья // Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1946. С. 262–274.
4. Фролов В.Т. Литология. Кн. 2. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1993. 432 с.
5. Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса // Тр. Геологического ин-та. Вып. 574. М.: ГЕОС, 2006. 608 с.
6. Батурин В.П. Флюорит в кунгурских известняках и доломитах Урало-Эмбенской области // Докл. АН СССР. 1938. Т. 19. № 6–7. С. 503–506.
7. Cook D.J., Randazzo A.F., Sprinkle C.L. Authigenic fluorite in dolomitic rocks of the Floridan aquifer // Geology. 1985. V. 13. № 6. P. 390–391.
8. Савенко А.В., Савенко В.С. Растворимость CaF_2 в морской воде нормальной и повышенной солености (в связи с генезисом флюорита в осадочных породах) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 5. С. 26–31.
9. Smith R.M., Martell A.E. Critical stability constants. V. 4. Inorganic complexes. N.Y.: Plenum Press, 1976. 257 p.
10. Волков Г.А., Соломин Г.А. Оценка значений констант устойчивости комплексных соединений в связи с вопросами миграции элементов в подземных водах // Гидрогеология и инженерная геология. Экспресс-информация. 1983. Вып. 3. С. 1–24.

*Г.Г. Савостин, М.О. Костышина, В.В. Воронкова,
А.Г. Калмыков, Г.А. Калмыков
МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва*

БАРИЕВЫЕ МИНЕРАЛЫ В БАЖЕНОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВОСТОЧНОГО БОРТА ФРОЛОВСКОЙ МЕГАВПАДИНЫ

Породы баженовской свиты и её аналогов объединяют под названием баженовская высокоуглеродистая формация (БВУФ). Исследования двух скважин, вскрывающие данные отложения на восточном борту Фроловской мегавпадины, показали повышенные содержания Ва по результатам исследований методами XRF и ICP-MS. Зрелость органического вещества (ОВ) в первой скважине приурочена к началу главной зоны нефтеобразования (ПКЗ-МК1), а количество Ва по разрезу варьирует от 700 до 7600 ppm при среднем содержании около 2900 ppm. Во второй скважине органическое вещество достигло середины нефтяного окна (МК2-МК3), при этом общие вариации Ва в ней близки, но среднее содержание выше и равняется 7400 ppm, а в отдельных образцах может достигать первых процентов. Обычно повышенные значения Ва в подобных отложениях равны 0,1–0,3% [1]. Дополнительный интерес вызывает факт, что для соседней зоны были зафиксированы следы гидротермальной проработки в породах БВУФ [2]. Учитывая возможную связь Ва с гидротермальными растворами, были проведены дополнительные исследования с помощью растрового электронного микроскопа (РЭМ). Их целью являлось определения минеральной формы концентрации данного элемента и их генезиса в рассматриваемых отложениях.

Для проведения более подробных исследований было отобрано 3 образца из первой скважины и 4 из второй. Из этих образцов были изготовлены шлифы, которые исследовались с помощью РЭМ JEOL 6610 LV (JEOL Ltd., Япония), сопряженного с системой энергодисперсионного рентген-спектрометрического анализа Oxford Instruments INCA X-act (Oxford Instruments plc, Великобритания). В качестве токопроводящего напыление использовалось золото. Дополнительно на выбранных образцах были проведены эксперименты по гидропироллизу. Каждый образец погружался в отдельный автоклав с добавлением дистиллированной воды. Автоклавы помещались в печь, предварительно нагретую до температуры 350°C, где выдерживались в течение двенадцати часов, после чего вынимались и охлаждались до комнатной температуры. После прогрева на образцах также проводились исследования с помощью РЭМ с целью зафиксировать изменения в ОВ и минеральной матрицы в ходе искусственного созревания породы.

Согласно литологическому описанию, изучаемые образцы относятся к пеллоидному известняку, глинисто-кремнисто-керогеновой и керогеново-глинисто-кремнистой породе. В первой скважине минералы с барием встре-

чены в виде единичных вкраплений в основной массе породы. Были определены следующие минералы: барит (BaSO_4), баритокальцит ($\text{BaCa}(\text{CO}_3)_2$), витерит (BaCO_3) и алюмосиликат бария, который был отнесен к цеолитам. Соотношение элементов $\text{Ba}:\text{Al}:\text{Si}:\text{O}$ в данном минерале равно $\sim 1:2:6:20$, дополнительно фиксируется присутствие примесей Ca и Na . Наиболее близкий состав имеет минерал гармотом ($\text{Ba}_2(\text{Al}_4\text{Si}_{12})\text{O}_{32}\cdot 12\text{H}_2\text{O}$). Часть сульфатов и карбонатов бария ассоциирует с фрагментами апатита, предположительно органического происхождения, нарастая и замещая его. Во второй скважине встречены те же минералы Ba , для которых был характерен больший размер кристаллов. Наиболее явно это прослеживается на примере цеолитов бария, которые кроме основной массы часто встречаются в поровом пространстве, ассоциируя с каолинитом (рис. 1).

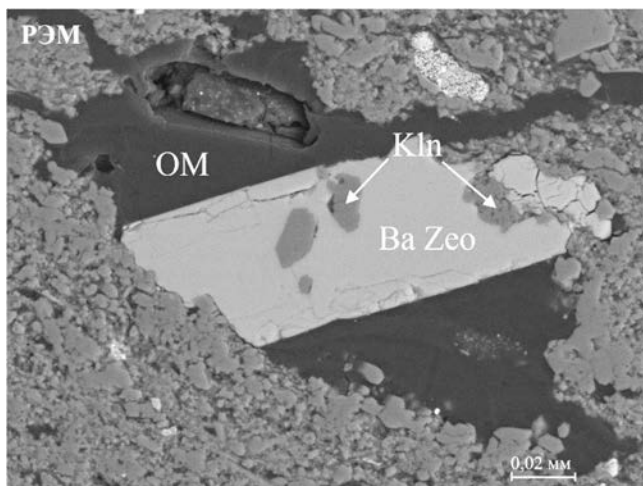


Рис. 1. Поровое пространство в образце БВУФ под РЭМ:
OM – органическое вещество, Ba Zeo – бариевый цеолит, Kln – каолинит

В литературных источниках известны находки гармотома вместе с другими цеолитами, например, филлипситом ($\text{K}_2\text{Ca}(\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12})\cdot 4,5\text{H}_2\text{O}$) в осадках Тихого океана. В таких случаях его происхождение связывают с преобразованием туфового материала [3]. С другой стороны, большая часть находок подобных минералов имеет гидротермальное происхождение, что подтверждается том числе экспериментами по искусственному синтезу цеолитов [4, 5].

Результаты исследований аншлифов после прогрева показали, что в образцах первой скважины после эксперимента вокруг отдельных кристаллов альбита стали образовываться каёмки из цеолитов бария идентичные по своему составу первоначально определенным минералам (рис. 2). Предположительно эта минеральная реакция произошла из-за того, что повышенные температуры привели к процессу абиогенной сульфат редукции барита. В результате чего

образовалось большое количество сероводорода и активного Ва, который стал участвовать в метасоматических процессах, взаимодействуя с силикатными минералами основной массы. В литературных источниках описаны случаи, когда растворение барита приводит к вхождению освобожденного Ва в состав аутигенных силикатов [6]. При этом в исходных породах гармотом мог образовываться за счёт схожего процесса, о чём свидетельствует его парагенезис с каолинитом.

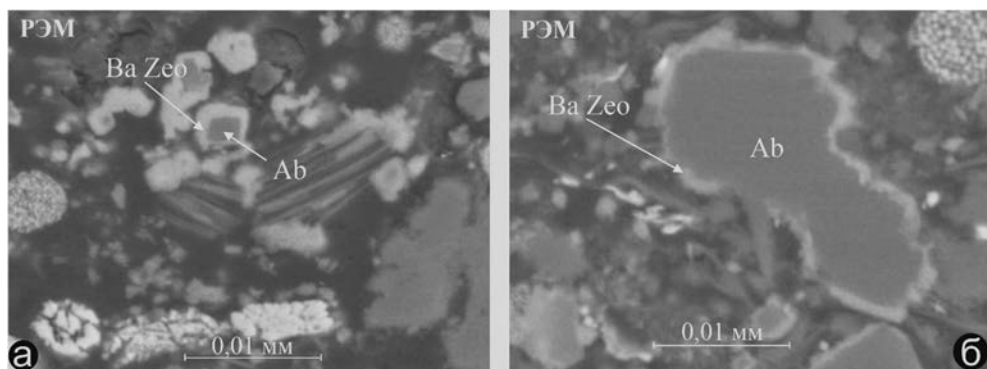


Рис. 2. Образование цеолита бария (Ba Zeo) по кристаллам альбита (Ab) в двух образцах (а и б) после эксперимента по прогреву

Результаты исследований показали, что образцы, характеризующиеся повышенным содержанием Ва, кроме барита содержат витерит, баритокальцит и гармотом. При этом образование последних по всей видимости связано с реакцией богатых Ва растворов с минералами основной массы БВУФ. Подобные растворы могли образовываться за счёт абиогенной сульфат редукции барита, что показано на примере лабораторного моделирования преобразования пород в ходе гидротермального воздействия. Разная зрелость и вариации содержания ные процессы носят локальный характер, а не характеризуют условия осадконакопления и скорее всего связаны с процессами повышенной термальной проработки отложений БВУФ.

Литература

- дович Ю.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Ленинград: Наука, 1988. 273 с.
 омин М.А., Сайтов Р.М., Замирайлова А.Г. Литология и нефтеносность баженовской свиты в центральной части Мансийской синеклизы // Георесурсы. 2023. Т. 25, № 4. С. 176–191.
- Boles J.R. Zeolites in deep-sea sediments // Mineralogy and geology of natural zeolites. 1977. V. 4. P. 137–163.
 - арпер Р. Гидротермальная химия цеолитов. Москва: Мир, 1985. 420 с.
 - Bish D.L., Ming D.W. Natural zeolites: occurrence, properties, applications. USA: De Gruyter, 2018. V 45. 668 p.
 - Bjoerlykke K.O., Griffin W.L. Barium feldspars in Ordovician sediments, Oslo region, Norway // Journal of Sedimentary Research. 1973. V. 43, № 2. P. 461–465.

СТРУКТУРНО-КОМПОНЕНТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РИФОПОДОБНЫХ МИКРОБИАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ НИЖНЕГО ДЕВОНА СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ (РЕСПУБЛИКА КОМИ)

Рифоподобные микробиальные образования представляют собой трансформированный продукт жизнедеятельности специфических экосистем, формирование которых происходило на критических рубежах палеозоя одновременно с моноксонными органогенными постройками [Седаева, 2005]. При детальном литологическом исследовании установлено, что большая их часть образована продуктами биохимической жизнедеятельности микробных или микробиальных биоценозов. Главная роль среди них принадлежит известьотлагающим микробионтам, у которых наблюдается образование известковой оболочки вокруг клеток или их скоплений без морфологически выраженных и определенных (форменных) фрагментов и/или остатков, по которым можно было бы определить их палеонтологическую принадлежность. Остатки эукариот и морфологически выраженных фрагментов разных прокариот известкового состава, в основном, цианобактерий (с ясными следами нитей или их скоплений) характеризуются бедным таксономическим составом и низкой степенью их видового разнообразия. Среди них практически отсутствуют представители, которые могут быть потенциальными биогермообразователями (ренальцисы, гирванеллы, разные виды водорослей, строматопороидеи, кораллы, мшанки и др.) или они присутствуют эпизодически и локально, и в малом количестве (1–10%, реже 10–20%), что не способствует формированию органогенных построек на фоне существующих палеоэкологических условий их обитания.

Рифоподобные микробиальные образования сложены, в основном, микросгустками и мелкими комочками, первичная структура микробионтов не сохранилась. Биоценоотические желвачки и онколиты встречаются в них крайне редко. Ранее детальные исследования В.П. Маслова, М.Е. Раабен, И.Н. Крылова [Воронова, Родионова, 1976] и многих других [Седиментология, 1980; Уилсон, 1980; Постников, Андрищенко, 1990 и др.] доказали принадлежность микросгустков, мелких комочек и криптозернистого кальцита связующей массы, пропитанного органическим веществом (ОВ), часто присутствующего вместе с ними, к продуктам микробиальной или микробной жизнедеятельности прокариот.

Микросгустки темно-серого цвета разнообразной и неправильной, часто облаковидной формы, с нечеткими контурами, пропитанные тонкодисперсным ОВ, выделяясь, таким образом, на общем фоне породы. Они иногда сливаются, образуя пятна сплошной крипто-микрозернистой массы темно-серого

цвета. Их формирование возможно происходило в спокойной гидродинамической обстановке при разложении микробиальных клеток или их скоплений. Довольно часто они встречаются в строматолитах, онколитах и биоценологических желвачках, а также они окружают скелетные остатки различных эукариот или заполняют иловые уровни – ватерпасы (палеомикрокарст), образующиеся под воздействием метеорной (атмогенной) воды при формировании микробиальных образований типа «иловых холмов» и строматолитов. Микросгустки отмечаются во многих биокорродированных биогенных остатках эукариот со следами микробиального сверления и/или коррозии, в корках их обрастания. Это может косвенно указывать о резком нарушении экологической обстановки и возникновении неблагоприятных условий в морском бассейне, гибельно отражающихся на существовании различных представителей эукариот.

Мелкие комочки алевритовой или тонко-мелкопесчаной размерности, лишенные отчетливой внутренней структуры, и различные по форме и строению, по мнению одних исследователей [Воронова, Родионова, 1976 и др.] образованы микробиальными сообществами гр. *Nubecularites infidus* f. n., а по мнению других [Максимова, 1961; Миррей Дж, 1968 и др.] – являются фекальными остатками илоядных организмов или обязаны своим происхождением специфическим процессам осадконакопления [Хворова, 1957; Казанский, 1978, 1995; Антошкина, 1994 и др.]. Их принимали за органогенные песчаники или алевролиты, судя по их облику и приуроченности к прибрежно-морским и отмельным мелководно-морским обстановкам, переходя по латерали в строматолиты.

Ранее на большом фактическом материале было установлено [Постников, Андрющенко, 1990], что размер и форма комочков зависят от гидродинамики среды и наличия глинистой примеси. Чем активнее гидродинамика и меньше глинистого материала поступает в бассейн, тем отчетливее сформированы микробиальные комочки, а микроструктура строматолитов меняется от «плотной» криптозернистой или/и неясной микросгустковой до ярко выраженной мелкокомковатой. Отсюда следует, что мелкие комочки, слагающие рифоподобные микробиальные образования, можно рассматривать как микробионтную биокластику. Их образование происходило в крайне мелководной обстановке (0–10 м глубина) в результате дезинтеграции микробиальных матов микробных сообществ прокариот под влиянием небольших волнений в зоне приливов и отливов, о чем свидетельствуют наличие на отдельных интервалах их разреза иловых уровней – ватерпасов, частично выполненных микросгустками.

Таким образом, микросгустки и мелкие комочки участвуют в сложении не только строматолитов, но и рифоподобных микробиальных образований типа «иловых холмов». Рифоподобные микробиальные образования часто доломитизированы и нередко ассоциируются по латерали с сульфатоносными карбонатными отложениями известково-доломитового ряда. В них нередко

наблюдаются копролиты, биоценоотические желвачки, онколиты, отдельные фрагменты колоний цианобактерий и остатки раковинных моллюсков (тонкостенных остракод, мелких брахиопод и двустворок), криноидей и отчасти табулятоморфных кораллов (строматопоратов), мшанок или кальцитизированных радиолярий. Их содержание не превышает 7–10, реже 10–20% и лишь изредка их количество достигает до 30–40%. Наиболее часто встречаются остатки раковин тонкостенных остракод (детрит и шлам), реже биоценоотические желвачки или онколиты, крайне редко членики криноидей и створки раковин мелких брахиопод.

Остракоды с тонкостенной створкой раковинки являются эвригалинными организмами. Они встречаются спорадически в рифоподобных микробиальных образованиях и их количество не превышает 2–10% и крайне редко до 30–40%. Малое их содержание и тонкостенная раковинка, а также сонахождение их с микросгустками и мелкими комочками микробионтов при отсутствии других представителей эукариот косвенно указывает на неблагоприятные угнетенные условия их существования. В этом случае интервалы разреза рифоподобных микробиальных образований характеризуются однородным массивным сложением. Когда их количество достигает 30–40% и остракоды встречаются в виде целых раковин и их мелкого детрита и шлама, а карбонаты на данном интервале разреза становятся микро- и макрослоистыми, то в них отмечается полого- и горизонтально-волнистая слоистость, подчеркнутая пропластками глинистого материала или/и мелкопятнистым или линзовидным скоплением крупных и мелких створок раковин остракод по наслоению, нередко вместе с остатками створок раковин мелких брахиопод, члениками криноидей и отчасти других представителей эукариот, погруженных в мелкокомковатую основную массу. Формирование таких интервалов микробиальных образований происходило в условиях несколько повышенной гидродинамики вод морского бассейна и при участии аллохтонного (привнесенного) биогенного и незначительного количества терригенного материала. Из этого следует, что рифоподобные микробиальные образования типа «иловых холмов» состоят либо только из автохтонного или аллохтонного, но чаще всего смешанного карбонатного материала, представляя собой в разрезе «слоеный пирог».

Биоценоотические желвачки встречаются эпизодически и локально, чаще всего в тех интервалах разреза рифоподобных микробиальных образований, которые сложены преимущественно автохтонным карбонатным материалом. Они представляют собой четко обособленные округлые образования темно-серого цвета, иногда губчатой микроструктуры песчано-гравийной (0,2–10 мм), реже мелкогалечной (1–5 см) размерности. Внутри них наблюдаются пустоты, а в центральной части – обломки пород (песчаников, алевропелитов, биогенных известняков и др.) или микробиально корродированные остатки эукариот (криноидей, мелких брахиопод, двустворок, остракод или кальцитизированных радиолярий и проч.), вокруг которых происходит их образование.

Многие их принимают за обломки микрозернистых известняков или за копролиты, но в отличие от них для биоценологических желвачков характерны губчато-микропористое строение и повышенное содержание тонкодисперсного ОВ, придающей им более темную окраску. Они формируются на отмельных участках карбонатных платформ (рампы) с очень пологими склонами, характеризующихся слабой гидродинамикой и нарушенным газовым и солевым режимом, в условиях которых существование многих представителей эукариот является неблагоприятным.

Онколиты гравийной размерности часто с остатками различных эукариот и прокариот. Для них характерно микроконцентрическое строение с нечеткими контурами затравочного материала, представленного мелкими комочками микробионтов или/и биоценологическими желвачками крипто-микрозернистого строения, реже с нитями цианобактерий (например, ротплетцелл) или/и неясными микробиально корродированными остатками эукариот. Среди них наблюдаются обломки члеников криноидей или более мелкие их скопления, вокруг которых происходит онколитообразование. Микрослоистое строение подчеркивается темной оторочкой (каемкой) тонкозернистого кальцита, пропитанного тонкодисперсным рассеянным ОВ, многие из которых перекристаллизованы и частично доломитизированы, так что под микроскопом видны лишь тени онколитов за счет частичного сохранения в них каемок, обогащенных ОВ. Формирование онколитов происходило в прибрежно-морской или отмельной обстановках карбонатной платформы (рампы) в условиях повышенной гидродинамики. Они наблюдаются чаще всего в тех интервалах разреза рифоподобных микробиальных образований нижнего девона, которые сложены, в основном, аллохтонным карбонатным материалом вместе с детритом и шламом остракод, мелких брахиопод, мшанок, криноидей и других представителей бентосных эукариот.

Изотопно-геохимические исследования показали, что рифоподобные микробиальные образования, в целом, характеризуются высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ (от +2.5 до +7.0‰) и низкими величинами $\delta^{18}\text{O}$ (25–33‰). Их формирование происходило в областях литорали и супралиторали. Условия седиментации не оставались постоянными; во многих случаях отмечается как утяжеление, так и облегчение изотопного состава углерода и кислорода, свидетельствующие об этапах трансгрессий морских вод и о периодах эвапоритизации бассейна седиментации. Выделяются несколько фаз эвапоритизации. Они проходили на фоне эпизодических (событийных) явлений, как-то «прорыва» (ингрессии) морских вод, а потом кратковременного обмеления морского бассейна, что приводило к изменению палеоэкологических условий обитания биоты. Следует заметить, что условия осадконакопления были принципиально отличными не только для разновозрастных, но и для относительно близко расположенных одновозрастных рифоподобных микробиальных образований.

Литература

1. Седаева К.М. Рифогенные образования кризисных рубежей палеозоя // Материалы Междн. совещания «Геология рифов». Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 147–149.
2. Воронова Л.Г., Родионова, Э.П. Водоросли и микрофитолиты – М.: Наука. 1976. 189 с.
3. Седиментология: (Пер.с польск.) – М.: Недра.1980. С. 338.
4. Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории – М.: Недра. 1980. С. 24.
5. Постников Е.В., Андрющенко А.И. О литолого-фациальных изменениях карбонатных толщ девона Припятской впадины // Литология и полезные ископаемые, 1990, № 4. С. 86–109.

*П.Б. Семенов¹, А.О. Киль¹, Е.В. Шатрова^{1,2},
Н.Г. Белова³, О.В. Левочкина⁴, Г.Е. Облогов⁴, А.В. Хомутов⁴*

1 – ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург

*2 – Санкт-Петербургский государственный университет,
Институт наук о Земле, Санкт-Петербург*

3 – МГУ имени М.В. Ломоносова, географический ф-т, Москва

4 – Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ ПО ИНКУБАЦИИ РАСПЛАВОВ ПОДЗЕМНЫХ ЛЬДОВ С ОПРЕДЕЛЕНИЕМ БИОРАЗЛАГАЕМОГО РАСТВОРЕННОГО УГЛЕРОДА И ВЫДЕЛЕНИЯ ДИОКСИДА УГЛЕРОДА В АЭРОБНЫХ УСЛОВИЯХ

Криолитозона прибрежных областей Российской Арктики в значительной мере сформирована отложениями морского генезиса [1, 2]. Состояние криолитозоны в условиях меняющегося климата представляет огромный научный и практический интерес. Толща многолетнемерзлых пород (ММП) вмещает количество углерода, вдвое превышающее его содержание в современной атмосфере [3]. Наблюдаемое и прогнозируемое потепление климата способствует оттаиванию ММП и, как следствие, высвобождению в современный цикл углерода захороненного органического вещества (ОВ) [4, 5]. Появление реликтового ОВ в современном цикле углерода проявляется в эмиссии дополнительной порции углеродсодержащих газов: метана (CH_4) и углекислого газа (CO_2), что может быть триггером так называемой положительной обратной связи, способствующей ускорению темпов потепления климата [6, 7, 8, 9].

Залежеобразующие подземные льды (в том числе пластовые (ПЛ) и полигонально-жильные (ПЖЛ)) являются важными, с точки зрения цикла углерода, компонентами криолитозоны Российской Арктики. Для ПЛ и вмещающих их глин п-ова Ямал, в частности, установлены относительно высокие концентрации метана, которые коррелируют с содержанием органического углерода в отложениях [2, 10, 11, 12]. Залежеобразующие подземные льды служат источником лабильного растворенного органического вещества (РОВ) в современных экосистемах криолитозоны. Формируемые ими при оттаивании поверхностные водотоки осуществляют транспорт РОВ, сопровождаемый его биогенной минерализацией до CO_2 в аэробных условиях и до CH_4 в анаэробной среде, к базису эрозии в зону аккумуляции ОВ [13]. Все вышеизложенное аргументирует пристальное внимание к подземным льдам в качестве источников органического вещества и парниковых газов (ПГ), что и отражено отчасти в настоящей работе.

В работе задействована коллекция из 5 образцов, среди которых 4 отобраны в пределах НИС «Васькины Дачи». Обнажения подземных льдов и обстановки оттаивания ММП в этой локации служат объектом многочисленных исследований в различных областях науки [14, 15, 16, 17].

Кривые динамики эмиссии CO_2 в инкубируемых образцах в целом образуют различные паттерны для интактных и фильтрованных вариантов. Первые характеризуются пиковыми величинами среднесуточной эмиссии CO_2 в период с 15 по 38 день инкубации с максимумом в интервале 26–28 суток. Для вторых (фильтрованные варианты) характерна наибольшая интенсивность в период с 6-го по 15-й день максимумом на самом раннем этапе инкубации (6-й день). Временная динамика генерации CO_2 бесспорно отражает мобилизацию лабильного ОВ в локальный цикл углерода. Вероятно, первый этап пиковой эмиссии CO_2 связан с использованием наиболее лабильной фракции растворенного органического углерода (РОУ) подземных льдов, которая уже содержится в растворе и непосредственно доступна для микроорганизмов. Интенсивная генерация CO_2 в течение первых дней инкубации была отмечена ранее для различных мерзлых пород, обогащенных лабильным ОВ [18, 19]. Следующий пик эмиссии CO_2 (15–38 сутки) наиболее выраженный в интактных образцах, по-видимому, обусловлен поступлением дополнительной порции органического углерода из твердой составляющей расплавов льда. Эта порция играет существенную количественную роль в результирующей (кумулятивной) эмиссии CO_2 расплавами льдов. Кривые динамики эмиссии CO_2 в интактном и фильтрованном вариантах образца Нжл, который почти не содержит твердых включений, практически совпадают, иллюстрируя минимальную роль взвешенного материала в минерализации ОВ до CO_2 для данного образца. Мобилизация ОВ из твердой фазы может быть связана с десорбцией из органоминерального матрикса и с растворением/разрушением детритных форм ОВ в образце [20]. Взвешенный материал инкубируемой смеси также способствует закреплению и развитию микробной биомассы [21, 22]. Упомянутые процессы, безусловно, в значительной мере активированы оттаиванием и высокой температурой в инкубируемых расплавах (+22 °С) в период инкубации. Следует отметить, что в этой работе мы не преследовали цель воспроизвести природные условия оттаивания подземных льдов, но ориентировались на сопоставление данных по различным образцам, помещенным в равные условия краткосрочного инкубационного эксперимента.

Инкубационные эксперименты демонстрируют существенную убыль лабильного (биоразлагаемого) РОУ (БРОУ) в ходе инкубации расплавов льда. Зафиксированный максимум БРОУ составляет 65.91 % за 61 день инкубации в образце ВД2пл, примечательном максимальной исходной концентрацией РОУ (126.53 мг/л) и максимальным содержанием твердой фракции (41.88 %) среди проанализированных проб. Образец ВД2пл также характеризуется чрезвычайно высокой величиной общей минерализации, составляющей 397.01 мг/л, что может косвенно свидетельствовать о вкладе ОВ морского происхождения обнаруженного в образовании пула лабильного углерода, обеспечившего максимальную эмиссию CO_2 в ходе эксперимента. Упомянутое

значение БРОУ (65.91% за 61 день) сопоставимо со значениями, указанными в литературе для проб талых потоков плейстоценовой Едомы, отобранных на побережье р. Колымы (около 34% за 14 дней инкубации) [14,23]. Отдельного внимания заслуживают более высокие значения БРОУ в интактных вариантах по сравнению с фильтрованными, характерные для всех образцов за исключением ВДжл. Эта особенность противоречит нашим исходным ожиданиям, согласно которым более интенсивный расход РОУ должен наблюдаться в фильтрованных вариантах, где РОВ служит единственным источником энергии для аэробной хемоорганотрофной микробиоты, тогда как для интактных расплавов предполагается дополнительный источник ОВ, связанный с твердой фазой (взвешенное органическое вещество (ВОВ)), который гипотетически может обеспечить компенсацию убыли РОУ в ходе его биогенной минерализации. Основываясь на полученных данных нельзя исключить версию, согласно которой более интенсивный расход РОУ и более высокие значения эмиссии CO_2 в интактных пробах обусловлены не высвобождением в раствор дополнительной его порции из ВОВ, а связаны с активацией биогеохимических процессов в присутствии твердого материала, задействующих исходный РОУ.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ «Трансформация органического вещества и генерация парниковых газов (диоксида углерода и метана) при оттаивании подземных льдов Российской Арктики в условиях лабораторного эксперимента» в 2023–24 гг. № 23-27-00123.

Литература

1. Ривкин Ф.М. О распределении метана в мерзлых породах на территории Бованенковского газоконденсатного месторождения на полуострове Ямал // Итоги фундаментальных исследований криосферы Земли в Арктике и Субарктике. Новосибирск: Наука, 1997. С. 168–173.
2. Стрелецкая, И.Д., Васильев, А.А., Облогов, Г.Е. и др. Метан в подземных льдах и мерзлых отложениях на побережье и шельфе Карского моря. Лёд и снег, – 2018. – 58(1), – С. 65–77.
3. Schuur, E.A.G., Bockheim, J., Canadell, J.G. et al. Vulnerability of permafrost carbon to climate change: Implications for the global carbon cycle. *Bioscience* 2008, 58, 701–714.
4. McCalley C.K., Woodcroft B.J., Hodgkins S.B. et al. Methane dynamics regulated by microbial community response to permafrost thaw. *Nature*. 2014. Oct 23; 514(7523): 478–81.
5. Dean, J.F., Middelburg, J.J., Röckmann, T. et al. Methane feedbacks to the global climate system in a warmer world. *Reviews of Geophysics*, 56(1), 2018, pp. 207–250.
6. Schuur, E.A.G., McGuire, A.D., Schädel, C. et al. Climate change and the permafrost carbon feedback. *Nature* 2015, 520, 171–179.
7. McGuire, A.D., Lawrence, D.M., Koven, C. et al. Dependence of the evolution of carbon dynamics in the northern permafrost region on the trajectory of climate change. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* 2018, 115, 3882–3887.
8. Heinz, M. and Zak, D Storage effects on quantity and composition of dissolved organic carbon and nitrogen of lake water, leaf leachate and peat soil water. *Water research*, 2018, 130, pp. 98–104.
9. Natali, S.M., Watts, J.D., Rogers, B.M. et al. Large loss of CO_2 in winter observed across the northern permafrost region. *Nat. Clim. Change* 2019, 9, 852–857.

10. Semenov P.B., Pismeniuk A.A., Malyshev S.A. et al. Methane and dissolved organic matter in the ground ice samples from Central Yamal: Implications to biogeochemical cycling and greenhouse gas emission. *Geosciences*. 2020. Nov 10; 10(11): 450.
11. Задорожная Н.А., Облогов Г.Е., Васильев А.А. и др. Метан в мерзлых и оттаивающих отложениях западной Арктики // *Криосфера Земли*, 2022, т. XXVI, № 5, с. 41–55. – <https://doi.org/10.15372/KZ20220504>
12. Semenov P., Pismeniuk A., Kil A. et al. Characterizing Dissolved Organic Matter and Other Water-Soluble Compounds in Ground Ice of the Russian Arctic: A Focus on Ground Ice Classification within the Carbon Cycle Context. *Geosciences*. 2024. Mar 13; 14(3): 77.
13. Vonk, J.E., Mann, P.J., Davydov, S. et al. High biolability of ancient permafrost carbon upon thaw. *Geophys. Res. Lett.* 2013, 40, 2689–2693.
14. Лейбман М.О., Хомутов А.В. Стационар «Васькины дачи» на центральном Ямале: 30 лет исследований // *Криосфера Земли*. – 2019. – Т. 23. – №. 1. – С. 91–95. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2017-2(33-42)
15. Дворников Ю.А., Лейбман М.О., Хайм Б. и др. Термоденудация на Ямале-источник увеличения концентрации растворенного органического вещества в озерах // *Криосфера Земли*. – 2017. – Т. 21. – №. 2. – С. 33–42.
16. Хомутов А.В., Дворников Ю.А., Бабкина Е.А. и др. Мониторинг термоденудационных процессов на полуострове Ямал полевыми и дистанционными методами // *Современные проблемы географии и геологии*. – 2017. – С. 190–194.
17. Savvichev, A., Rusanov, I., Dvornikov, Y. et al. The water column of the Yamal tundra lakes as a microbial filter preventing methane emission. *Biogeosciences*. 2021. May 5; 18(9): 2791–807.
18. Lee H, Schuur E.A.G., Inglett K.S. et al. The rate of permafrost carbon release under aerobic and anaerobic conditions and its potential effects on climate. 2012, *Global Change Biology*, 18, 515–527.
19. Knoblauch C., Beer C., Sosnin A. et al. Predicting long-term carbon mineralization and trace gas production from thawing permafrost of N ortheast S iberia. *Global change biology*. 2013 Apr; 19(4): 1160–72.
20. Groeneveld, M., Catalán, N., Attermeyer, K. et al. Selective Adsorption of Terrestrial Dissolved Organic Matter to Inorganic Surfaces Along a Boreal Inland Water Continuum, *J. Geophys. Res.-Biogeo.*, 125, e2019JG005236, <https://doi.org/10.1029/2019JG005236>, 2020.
21. Battin, T. J., Kaplan, L. A., Findlay, S. et al. Biophysical controls on organic carbon fluxes in fluvial networks, *Nat. Geosci.* 1,95–100, 2008.
22. Shakil S., Tank S.E., Kokelj S.V. et al. Particulate dominance of organic carbon mobilization from thaw slumps on the Peel Plateau, NT: Quantification and implications for stream systems and permafrost carbon release. *Environmental Research Letters*. 2020. Oct 16; 15(11): 114019.
23. Vonk, J.E., Tank, S.E., Mann, P.J. et al. Biodegradability of dissolved organic carbon in permafrost soils and aquatic systems: A meta-analysis. *Biogeosciences* 2015, 12, 6915–6930.

КОРРЕЛЯЦИЯ ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ РАЗРЕЗОВ И СОБЫТИЙ ЧЕРНОГО И КАСПИЙСКОГО МОРЕЙ

1. Представлены результаты сравнительного анализа наиболее изученных в Черном и Каспийском морях позднечетвертичных осадков, включая био-, лито-стратиграфию и изотопную хронологию, литологию и палеогеографию, с акцентом на их платформенные окраины.

2. Стратиграфические исследования выполнены с использованием смены в разрезах: в Черном море комплексов морских. солоноватоводных и пресноводных моллюсков, кокколитофорид, диатомовых водорослей, состава пыльцы и спор, а также маркирующих горизонтов (известковые, диатомовые горизонты, сапропель), стабильных изотопов О и С, радиоуглеродного датирования. Выделены карангатский, посткарангатский, сурожский, новоэвксинский, черноморский горизонты. В Каспийском море по смене солоновато-водных комплексов моллюсков рода *Didacna* и диатомовых водорослей, пыльцы и спор, маркирующих горизонтов и радиоуглеродного датирования выделены верхнехазарский, гирканский, ательский, нижнехвалынский, верхнехвалынский и новокаспийский горизонты.

3. Литологические исследования состояли в изучении структурных и текстурных особенностей осадков с использованием визуальных описаний, оптической и сканирующей микроскопии, состава, количественного распределения в разрезах осадкообразующих компонентов (CaCO_3 , SiO_2 аморф., органического вещества, глинистых минералов) и определения их генезиса. В Черном море в разрезе выделены и охарактеризованы сменяющие друг друга кокколитолевые, спропелевые, глинистые, карбонатные, кремнистые литотипы, относящиеся к «фоновой» генетической группе и различные литотипы, составляющие группу «мутевых» потоков. В Каспийском море из перечисленного списка в разрезе отсутствуют кокколитолевый, сапропелевый литотипы и слабо выражены отложения мутевых потоков.

4. Особенности формирования позднечетвертичных отложений Черного и Каспийского морей во многом определялись: (а) их положением в зоне влияния последнего (валдайского) покровного оледенения; (б) контрастными климатическими изменениями в ледниковые и межледниковые периоды; (в) значительными крупными колебаниями их уровней с амплитудой до 100 м и более; (г) масштабами питания терригенным материалом крупными реками, определявшими интенсивность осадконакопления; (д) изменениями в характере связи с океаном (Черное море) и между бассейнами.

5. В позднечетвертичное время в морях происходила смена трансгрессивных и регрессивных этапов, обусловивших кардинальную смену характера

осадконакопления главным образом в глубоководных впадинах. В карангатскую и голоценовую трансгрессии Черного моря в условиях поступления средиземноморских вод происходило формирование морских осадков с максимальным развитием биогенного осадконакопления. В регрессии в пресноводно-солончатом-водном, изолированном, озерном водоеме абсолютно доминировал терригенный тип седиментогенеза. В изолированном Каспийском море в рассматриваемый интервал времени абсолютно доминировал терригенный седиментогенез с ограниченным и подчиненным участием биогенного процесса.

6. Выполненные межбассейновые корреляции разрезов позднечетвертичных осадков с использованием методов абсолютного датирования возраста позволяют более обосновано проводить палеогеографические реконструкции и синхронизировать трансгрессивные и регрессивные этапы развития сравнимых морей (черноморский с нокаспийским, сурожский с хвалынским, посткарангатский с ательским, карангатский с позднехазарско-гирканским).

ВЛИЯНИЕ СТРУКТУРЫ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОСТАВА УГЛЕЙ НА СОДЕРЖАНИЕ В НИХ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ

В настоящее время продолжает оставаться актуальным изучение петрографического состава и внутренней структуры углей в различных угольных бассейнах и осадочных комплексах. Микрокомпоненты витринитовой, инертинитовой и липтинитовой групп аккумулируют разное количество углеводородных газов.

Петрографические исследования углей проводят под поляризационным микроскопом при увеличениях 90–600 раз в проходящем и отраженном свете. В проходящем свете определяют содержание микрокомпонентов и тип структуры гелефицированного вещества. В отраженном свете в масляной иммерсии определяют величины отражения микрокомпонентов.

В бурых углях, переходных от бурых к каменным (суббитуминозных) углях и почти всех марок каменных углей наблюдается зависимость петрографического состава и внутренней структуры углей (телинитовой или коллинитовой) и количество в них углеводородных газов.

П.П. Тимофеевым и Л.И. Боголюбовой в результате работ по петрографическому изучению углей и палеогеографических обстановок накопления угольных пластов среднего карбона Донбасса были выяснены особенности структуры вещества углей и степень разложения гелефицированного вещества. Были выделены четыре типа структур вещества углеобразующих микрокомпонентов: телинитовая, посттелинитовая, преколлинитовая и коллинитовая [1].

Угли телинитовой структуры с отчетливо выраженным клеточным строением растительной древесной ткани имеют наибольшую пористость, а следовательно, могут аккумулировать наибольшее количество углеводородных газов. Угли посттелинитовой структуры со слабо нарушенными клеточными полостями растительных тканей аккумулируют значительное количество углеводородных газов. Угли преколлинитовой структуры со значительной деформацией клеточных полостей и закрытием пор аккумулируют меньшее количество углеводородных газов. А угли коллинитовой структуры с закрытыми деформированными порами содержат наименьшее количество газов.

П.П. Тимофеев придавал большое значение изучению структуры вещества углей в связи с повышенной насыщенностью газовой фазой углей телинитовой группы, и подчеркивал необходимость определения микрокомпонентного состава углей на всех стадиях геологоразведочных работ. От этого во многом он считал зависит безопасность ведения геологоразведочных и горных работ и добычи угля в угольных бассейнах [2].

В процессе углефикации в угольных пластах образуется огромное количество углеводородных газов. Углеводородные газы в углях содержатся в свободном, сорбированном и глубоко сорбированном (остаточном) состоянии. В свободном состоянии газы в углях находятся в трещинном пространстве. Сорбированные газы аккумулируются в поровом пространстве растительной ткани, и именно поэтому важно знать тип внутренней структуры углей. Как показали проведенные исследования, содержание глубоко сорбированных углеводородных газов в углях различных марок (от Д до А) варьирует в широких пределах. Наиболее высокие содержания глубоко сорбированных углеводородных газов установлены в углях марок Ж (жирные) и К (коксовые), (от 10 до 70 см³/кг) [3]. Отмечено, что существенно ниже их содержание в углях марок Д (длиннопламенные) и Г (газовые), а также ОС (отощено-спекающиеся) и Т (тощие) и составляет около 8–10 см³/кг. В антраците отмечено самое низкое содержание (первые см³/кг). По углеводородному составу сорбированные газы существенно отличаются от свободных газов угольных пластов.

При вскрытии угольных пластов и снижении давления происходит последовательное выделение газов, от лёгких (метана) к тяжелым гомологам метана, которые в углях часто бывают в сорбированном состоянии. Безопасное ведение шахтных работ предполагает детальное изучение вещественного состава углей и вмещающих пород, их петрографического состава и степени метаморфизма [4].

Угли телинитовой структуры аккумулируют большее количество газов, по сравнению с углями коллинитовой структуры. Повышенное содержание газов в углях может создавать взрывоопасные ситуации при их разработке. Выяснение внутренней структуры углей является необходимой составляющей процесса их изучения.

Литература

1. Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Развитие идей в области познания вещественно-петрографического состава и генезиса органического вещества //Литология в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука. 1980. С. 96–109.
2. Тимофеев П.П. Эволюция угленосных формаций в истории Земли. М.: Наука. 2006. 204 с.
3. Лебедев В.С., Стукалова И.Е. Содержание и состав глубокосорбированных углеводородов в гумусовых углях Донецкого угольного бассейна. Известия вузов. Геология и разведка. 2013. № 2. С. 79–82.
4. Лебедев В.С., Скопинцева О.В., Стукалова И.Е. Остаточные углеводороды углей и оценка их роли в развитии пожаро-взрывоопасных ситуаций в угольных шахтах. Известия вузов. Геология и разведка. № 5. 2016. С. 53–59.

ЭТАЛОННЫЕ РАЗРЕЗЫ ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

С конца каменноугольного периода и до середины перми происходило постепенное закрытие Уральского палеоокеана с формированием в Предуральском прогибе и на Западном Урале конденсированных осадочных разрезов [1]. Они являются эталонными объектами глобального уровня для литологических, стратиграфических и палеонтологических исследований (рис. 1, а). Так, в последнее время два российских разреза приуральского отдела пермской системы получили статус GSSP (Global Stratotype Section and Point) или «золотых гвоздей» Международной стратиграфической шкалы [2, 3]. Первым «золотым гвоздем» на территории России стал разрез Усолка (GSSP сакмарского яруса), ратифицированный в 2018 г. (рис. 1, б, в). Вторым «золотым гвоздем» с российской пропиской в Международной стратиграфической шкале является разрез Дальний Тюлькас (GSSP артинского яруса) (рис. 2, а), ратифицированный в 2022 г. Оба разреза расположены в Гафурийском районе Республики Башкортостан и в качестве основных объектов международного значения входят в состав геопарка «Торатау» – кандидата в глобальную сеть геопарков ЮНЕСКО.

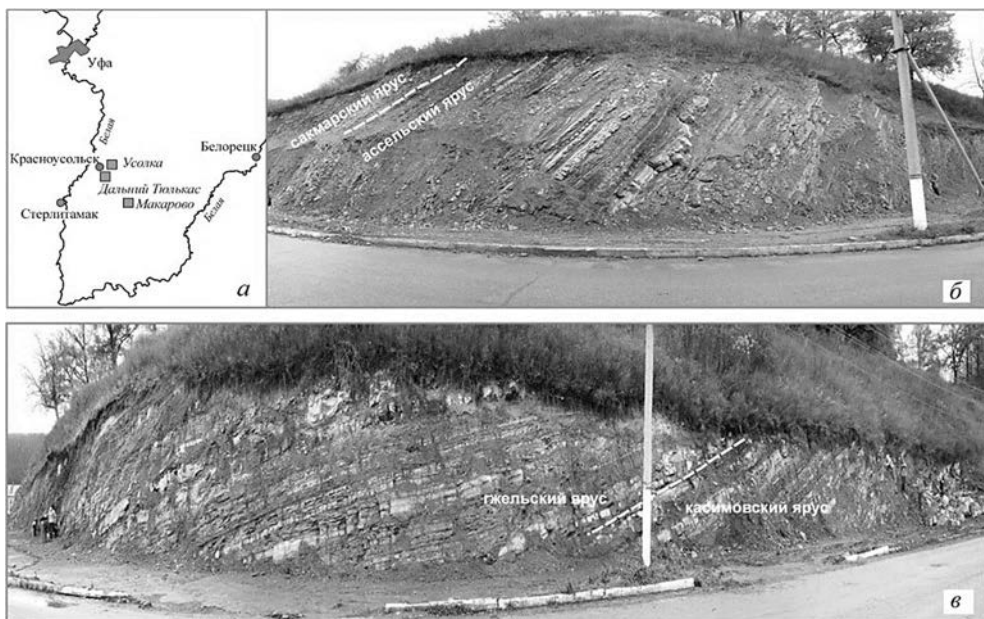


Рис. 1. Местоположение изученных разрезов (а) и разрез Усолка (б, в)



Рис. 2. Разрезы Дальний Тюлькас (а) и Макарово (б)

В разрезе Усолка (рис. 1, б, в) наблюдается непрерывная последовательность отложений от верхней части московского яруса карбона до сакмарского яруса перми. Породы московского яруса и основания касимова сложены известняками с криноидеями, коралловыми полипами и многочисленными конодонтами. Вышележащие отложения (с середины касимовского яруса) представлены циклично построенной толщей карбонатно-глинистых пород с прослоями вулканических туфов с цирконами, которые позволили установить абсолютный возраст отложений. В разрезе Усолка вскрыты несколько ярусных границ карбона и перми (рис.1, б, в), охарактеризованных конодонтами, совместно с которыми на разных стратиграфических уровнях встречаются фо-

раминиферы, радиолярии, трилобиты, гастроподы, аммоноидеи, криноидеи, зубы и чешуя рыб, палиноморфы [1].

Разрез Дальний Тюлькас вскрывает мощную серию терригенно-карбонатных пород сакмарского и артинского ярусов (рис. 2, а). Сакмарская часть разреза в основном представлена мергелями, аргиллитами и алевролитами с многочисленными радиоляриями и растительными остатками (акритархи, слоевища водорослей, каламиты, споры и пыльца). Выше появляются карбонатные прослои и конкреции, содержащие раковины фораминифер и конодонты. Артинский ярус начинается с прослоя органогенно-обломочного известняка мощностью до 15 см с фораминиферами, спикулами губок, криноидеями, мшанками, конодонтами. Артинские отложения представлены карбонатно-алевритисто-глинистой толщей с прослоями и конкрециями известняков. Органические остатки – фораминиферы, радиолярии, аммоноидеи, брахиопод, конодонты, акритархи и редкие растительные остатки. Отложения разреза Дальний Тюлькас характеризуются цикличным (флишевым) песчано-глинистым типом седиментации; накопление осадков происходило в семиаридном климате в условиях глубоководных конусов выноса [1].

На территории геопарка «Торатау» встречаются и малоизученные объекты, к которым относится, например, разрез Макарово в Ишимбайском районе Республики Башкортостан (рис. 1, а). Здесь вдоль автотрассы Стерлитамак – Белорецк вскрыта серия обнажений верхнего палеозоя: девон (?), карбон, пермь. Они сложены либо массивными органогенными известняками с кораллами, гастроподами и брахиоподами, либо чередованием песчано-глинистых пород с известняками и доломитами (рис. 2, б). Породы залегают горизонтально или наклонно, на отдельных участках осложнены тектоническими нарушениями и складками.

Представленные верхнепалеозойские разрезы, кроме научного интереса, развития геотуризма и просветительской деятельности в регионе, могут стать полигонами проведения учебных практик для студентов вузов, техникумов и колледжей геологического профиля.

Литература

1. Чувашов Б.И., Дюпина Г.В., Мизенс Г.А., Черных В.В. Опорные разрезы верхнего карбона и нижней перми западного склона Урала и Приуралья // Свердловск: УНЦ АН СССР, 1990. 369 с.
2. Chernykh V.V., Chuvashov B.I., Shen S-Z., Henderson Ch.M., Yuan D.-X., Stephenson M.H. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base-Sakmarian Stage (Cisuralian, Lower Permian) // Episodes. 2020. Vol. 43, № 4. P. 961–979.
3. Chernykh V.V., Henderson Ch.M., Kutygin R.V., Filimonova T.V., Sungatullina G.M., Afanasieva M.S., Isakova T.N., Sungatullin R.Kh., Stephenson M.H., Angiolini L., Chuvashov B.I. Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base-Artinskian Stage (Lower Permian) // Episodes. 2023. Vol. 46, № 4. P. 623–651.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД УСОЛЬСКОЙ СВИТЫ КАТАНГСКОЙ СЕДЛОВИНЫ (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

Наращивание сырьевой базы для добычи нефти и газа на прямую связано с исследованием геологического строения перспективных районов не только в зоне активного недропользования вдоль трассы нефтепровода «Восточная Сибирь – Тихий океан» (ВСТО), но и на перспективных слабо разведанных территориях.

В данной работе приведены результаты исследований литологических особенностей кембрийских пород усольской свиты, отобранных на Тэтэрской площади в Катангской седловине. Катангская седловина является промежуточной структурой и расположена между Непско-Ботуобинской и Байкитской антеклизмами, обрамляющих ее с восточной и северо-западной сторон соответственно, и Присаяно-Енисейской и Курейской синеклизмами с юго-западной стороны [1, 2].

Усольская свита распространена в Иркутско-Байкитской области и в Светлинском районе Бахтинской области. Свита обычно делится на три подсвиты. Нижняя – галогенно-доломитовая в интервале от подошвы свиты до подошвы осинского горизонта. Среднеусольская (осинская) подсвита составлена карбонатами, известными под названием «осинский горизонт», верхнеусольская – галогенно-карбонатными отложениями [1]. Данное исследование проводилось для разреза усольской свиты, согласно литолого-фациальному районированию кембрийских отложений Восточной Сибири, относящегося к Иркутско-Байкитской области, Байкитско-Катангскому фациальному району, Катангской фациальной зоне [3].

Исследования проводились для разреза усольской свиты мощностью 27 м (2070.10 – 2097.10 м). На Тэтэрской площади было отобрано 30 образцов кернового материала. По результатам исследований были выделены литотипы. Была использована классификация Хабарова Е.М. [4] как основная, так как она представилась наиболее подходящей для микроописания кембрийских карбонатных пород, которые перетерпели интенсивное преобразование вторичными процессами и утратили свою первоначальную структуру.

Все исследования были выполнены на оборудовании Томского регионального центра коллективного пользования Национального исследовательского Томского государственного университета. Минеральный состав пород был подтвержден результатами анализов по определению содержания породообразующих оксидов атомно-эмиссионным методом с индуктивно связанной плазмой (ИСП-АЭС, оптико-эмиссионный спектрометр с индуктивно-связанной плазмой iCAP7400Duo).

По результатам исследований были выделены следующие литотипы.

Доломит реликтово-органогенный (рис. 1). Порода коричневого цвета. Текстура пологоволнистая, за счет тонких прожилков темно-коричневого органического материала, подчеркивающих слойки, образованные водорослями. Присутствуют прослои с мелкокомковатой текстурой, за счет неравномерной пятнистой перекристаллизации, подтвержденной в шлифе. В шлифе доломит тонко-мелкокристаллический, отмечается слабо сохранившаяся первичная органогенная текстура, представленная в виде слабоизмененных округлых стяжений (размером 0,2x0,7 мм) тонкокристаллического доломита (зерна до 0,02 мм). Порода пористая, поры частично залечены ярко выраженными ромбическими кристаллами мелкокристаллического доломита (зерна до 0,15 мм), реже кристаллами ангидрита.

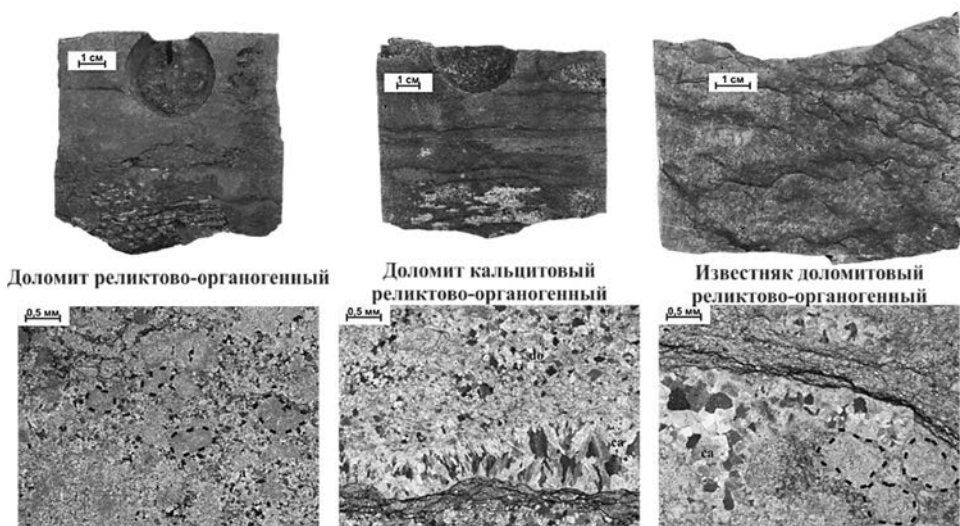


Рис. 1 Макроскопические и микроскопические текстурно-структурные особенности карбонатных пород усольской свиты. Фото шлифов в скрепленных николях

Доломит кальцитовый реликтово-органогенный (рис. 1). Породы светло-коричневого цвета с линзовидной, волнистослоистой текстурой. Линзы уплощенные и вытянутые по наслоению и (размером от 0,5 см и больше диаметра зерна). Отмечаются полые каверны размером до 0,5 см в диаметре, приуроченные преимущественно к линзам. В шлифе мелкокристаллический доломит (зерна до 0,2 мм), с ярко выраженным ромбическим обликом слагает крупные линзовидные тела. Кальцит слагает тонкие прослои вместе с тонкими волнистыми прожилками темно-коричневого и черного органического материала. Ширина прослоев достигает 2,4 мм. Кристаллы кальцита имеют неярко выраженный вытянутый облик.

Известняк доломитистый реликтивно-органогенный (рис. 1). Известняк от коричневато-серых до светло-коричневых цветов с бежевым оттенком, участками доломитовый. Текстура пятнистая, за счет известняков различных оттенков и подчеркивается полого-волнистыми слойками темно-коричневого и черного органического материала. Пятнистая текстура обусловлена крупными участками перекристаллизации подтвержденная в шлифе. В шлифе отмечается слабо сохранившаяся первичная органогенная текстура, представленная в виде слабоизмененных округлых стяжений (размером до 1,6 мм) тонкокристаллического кальцита (зерна до 0,02 мм). Редкие кристаллы тонкокристаллического доломита (зерна до 0,1 мм) отмечаются в участках с перекристаллизацией.

Результаты определения содержания породообразующих оксидов подтвердили минералогический состав пород, по соотношению оксидов MgO и CaO. Поскольку породы усольской свиты на данном разрезе имеют лишь следовое присутствие кристаллов ангидрита, предполагается, что любое повышение содержания CaO указывает на возрастание роли кальцита в породообразовании. Распределение пород по составу, исходя из отношений MgO к CaO, указывает на преобладание пород доломитного состава (рис. 2).

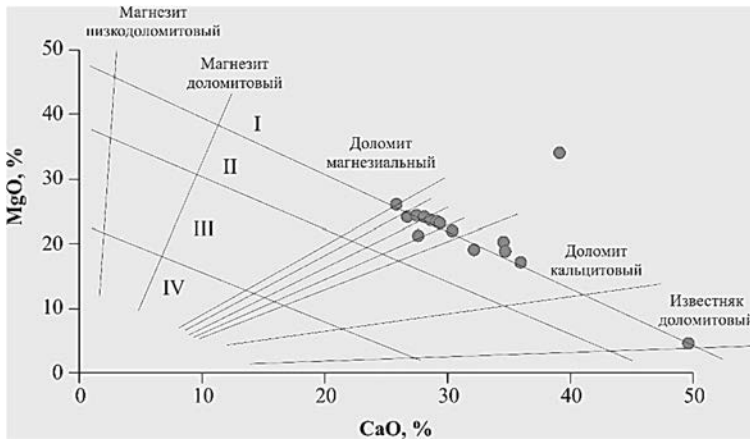


Рис. 2. Диаграмма MgO-CaO, на основе диаграммы Л.В. Анфимова [5], для карбонатных пород:

- I – чистые карбонатные породы; II – глинистые карбонатные породы; III – мергели;
- IV – карбонатные сланцы

В результате проведенного исследования пород выявлено, что отложения усольской свиты имеют смешанный известково-доломитовый состав. На изученном разрезе мощностью 27 м отмечается плавный переход от известковых пород до пород доломитного состава при продвижении по разрезу от более древних пачек, к более молодым. Формирование пород происходило в условиях открытого моря на небольших глубинах, достаточных для развития водорослевой активности со слабым волновым режимом.

Литература

1. Мельников Н.В. Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы. (Стратиграфия, история развития). – Изд-во СНИИГГиМС, 2018. – 180 с.
2. Шемин Г.Г. Геология и перспективы нефтегазоносности венда и нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы (Непско-Ботуобинская, Байкитская антеклизы и Катангская седловина). – Изд-во Сибирского отд-ния Российской акад. наук, 2007.
3. Мельников Н.В., Шабанов Ю.Я., Шабанова О.С. Стратиграфическая схема кембрийских отложений Турухано-Иркутско-Олекминского региона Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – №. 6. – С. 863–875.
4. Хабаров Е.М. Сравнительная характеристика познедокембрийских рифогенных формаций. – Новосибирск: Наука, 1985. – 125 с.
5. Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных // Екатеринбург: Изд-во УГГУ. – 2005. – С. 289.

МИКРОТЕКСТУРЫ ДОННЫХ ОСАДКОВ ОКРАИННЫХ ЗОН ОЛЕДЕНЕНИЯ НА ПРИМЕРЕ ВОСТОЧНОГО БОРТА ВОСТОЧНО-НОВОЗЕМЕЛЬСКОГО ЖЕЛОБА

Работа выполнена по данным акустической съемки и пробоотбора в 49-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» (2020) и 51-м рейсе НИС «Академик Борис Петров» (2022), проводившихся в юго-западной части Карского моря.

В состав гидроакустического комплекса НИС «Академик Николай Страхов» входили мелководный многолучевой эхолот RESON SeaBat 8111 (частота излучаемого сигнала 100 кГц) и акустический профилограф EdgeTech 3300 (диапазон частотно-модулированных сигналов 2–12 кГц). На НИС «Академик Борис Петров» гидроакустический комплекс был представлен многолучевым эхолотом SeaBat T50-ER с частотой сигнала 200 кГц и профилографом Parasound P70, низкочастотный режим работы которого (0.5–7 кГц) позволял получать данные по акустическому строению осадочной толщи, с проникновением сигнала в грунт до 150 м. Данные акустического профилирования дополнялись результатами непрерывного сейсмопрофилирования с частотой спектра излучаемого сигнала 300–400 Гц. Для анализа литологических особенностей осадков использовались материалы пробоотбора ударной грунтовой трубкой. Микроскопическое исследование структурно-текстурных особенностей в ненарушенных осадочных последовательностях выполнялось в петрографических шлифах. На борту судна выполнялось измерение сопротивления осадков недренированному сдвигу (прочность на сдвиг (ПНС), кПа) методом вращательного среза при помощи лабораторной микрокрыльчатки.

Данные по геолого-геоморфологическому строению указывают на то, что Восточно-Новоземельский желоб (ВНЖ) является достаточно сложной тектонической структурой, происхождение и возраст которой являются предметом дискуссии. Одной из отличительных особенностей осадконакопления в осевой части ВНЖ является малая мощность плейстоцен-голоценовых осадочных отложений, залегающих на акустическом фундаменте, сложенном дислоцированными породами позднемелового возраста. Рельеф ВНЖ характеризуется глубокой расчлененностью бортовых частей. Простираение осевой зоны желоба примерно повторяет простираение арх. Новая Земля, что может свидетельствовать о компенсационной природе данной структуры и формировании ее как части единого Байдарацко-Новоземельского предгорного прогиба [1].

В ходе экспедиционных работ вдоль восточного борта ВНЖ были закартированы грядовые формы рельефа (рис. 1). Полигон исследований представлен двумя участками акустической съемки с общим диапазоном глубин

65–196 м: северным (49-й рейс) и южным (51-й рейс). В рельефе полигона выражены четыре уровня поверхности: 1) диапир (65–100 м), 2) гряда (100–150 м), 3) относительно пологая поверхность, на которой залегает гряда (150–190 м) и которая на юго-востоке полигона расчленяется эрозионным врезом, 4) склон (глубже 190 м).

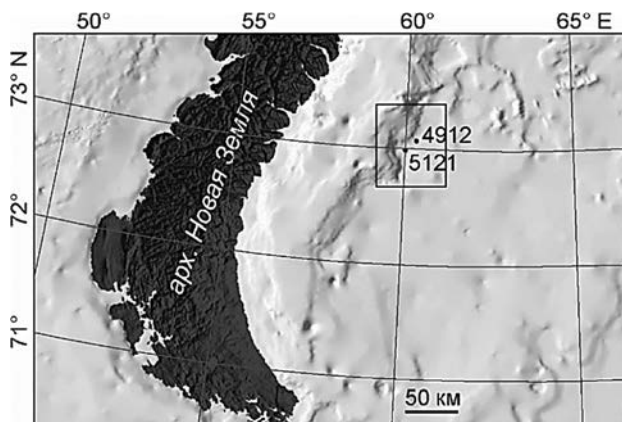


Рис. 1. Положение полигона исследований (прямоугольник) и станций пробоотбора на карте. В качестве топографической основы использована цифровая модель ИВСАО V.3

Исходя из рисунка складок вокруг зоны подъема диапира (северный участок), можно сделать вывод, что подъем происходил в несколько этапов, поскольку группы складок имеют разные направления и могут перекрывать друг друга. Образование подобных складок свидетельствует о слабой консолидации отложений во время деформации, а следовательно, об относительно молодом диапиризме. Диапиризм в окраинной зоне оледенения описывался ранее и представляется индикатором инъективных процессов, имеющих место за пределами границы оледенения [2].

Грядовая форма по данным акустической съемки имеет аккумулятивное происхождение, в южной части представляет собой акустически прозрачное тело мощностью до 100 м. Поверхность гряды крайне неровная, имеет складчато-бугристый рисунок, на западном склоне гряды отмечаются борозды ледового выпаживания. В северной части мощность гряды сокращается, местами ее акустическая структура с прозрачной меняется на хаотическую, морфология поверхности указывает на процессы оползания и оплывания.

Для микротекстур донных осадков колонки 4912 (уровень поверхности 3, глубина 158 м) характерны ориентированные потоки обломочных частиц, а также зоны просачивания талых вод (water escape structures, WES), что свидетельствует в пользу перигляциальных процессов на определенном этапе осадконакопления [3].

Колонка 5121, полученная на гряде (глубина 128 м), характеризуется относительно высокими значениями ПНС. Кроме того, на границе около 70 см показатель ПНС увеличивается в 2,8 раза. Ниже данной границы осадки являются фаунистически немymi. Выше по разрезу появляются известковые формы бентосных фораминифер, к которым затем (в районе 45 см) присоединяются и агглютинированные формы. Ниже прочностной границы наблюдаются многочисленные турбаты (рис. 2) [3]. На прочностной границе они состоят из разрушенных зерен кварца, а также прослеживаются в рисунке оптической ориентировки глинистого матрикса. Данные микротекстурные особенности характерны для субгляциальных деформаций осадка.

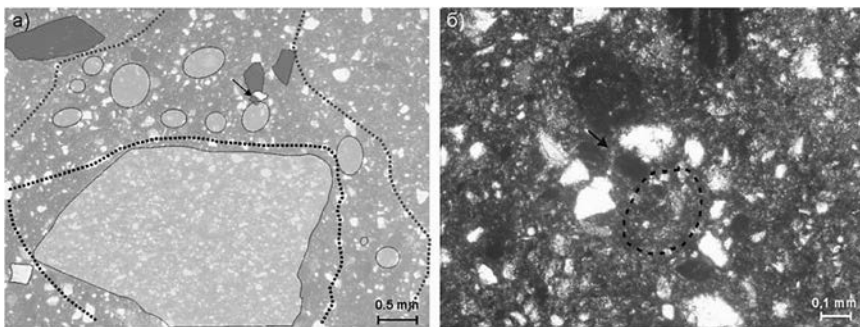


Рис. 2. Микроморфология образца 5121_92:

а) схема: овалы – турбаты, пунктир – границы зон с разной прочностью осадка; стрелкой указан участок увеличенного фрагмента б; б) турбат внутри выделен пунктиром, стрелка указывает место разрушения турбатом, состоящим из кварцевых зерен, менее прочного минерального агрегата

Мощность менее прочного слоя осадков голоценовой трансгрессии (70 см), в котором наблюдается изменение физических и литологических характеристик относительно подледниковых осадков, примерно в два раза меньше мощности осадков (135 см, колонка 5122 [4]), накопившихся после последнего ледникового максимума в борозде ледового выпахивания на глубине 265 м восточного борта ВНЖ в 150 км к северу от исследованного полигона. Очевидно, в отрицательных формах рельефа скорость осадконакопления выше, чем на ровной поверхности дна [5].

Таким образом, геоморфологические и литологические признаки, выявленные на полигоне исследований, свидетельствуют о гляциальных и перигляциальных процессах формирования рельефа и отложений, которые сопутствовали распространению и деградации ледникового покрова последнего оледенения. В связи с этим, имеются основания считать изученную гряду конечноморенной.

Работа выполнена за счет гранта Российского научного фонда (проект № 21-77-20038, ГИН РАН, <https://rscf.ru/project/21-77-20038/>).

Литература

1. Дунаев Н.Н., Левченко О.В., Мерклин Л.Р., Павлидис Ю.А. Структура и происхождение Восточно-Новоземельского желоба // Известия АН СССР. Серия географическая. 1991. № 2. С. 82–87
2. Лаврушин Ю.А. Основы современной концепции строения и формирования отложений краевых образований плейстоценовых ледниковых покровов // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: ГЕОС, 2021. № 79. С. 38–70.
3. Linch L.D., Dowdeswell J.A. Micromorphology of diamicton affected by iceberg-keel scouring, Scoresby Sund, East Greenland // Quaternary Science Reviews. 2016. V. 152. P. 169–196.
4. Sukhikh E.A., Kokin O.V., Roslyakov A.G. et al. Lithological and mineralogical characteristics of bottom sediments in ice-scoured areas in the southwestern Kara Sea // Lithol. Miner. Resour. 2024. V. 59. P. 117–135.
5. Kokin O., Usyagina I., Meshcheriakov N. et al. Pb-210 Dating of Ice Scour in the Kara Sea // J. Mar. Sci. Eng. 2023. V. 11, 1404.

К.В. Сыромятников¹, М.А. Левитан¹, Р.Р. Габдуллин²

1 – ГЕОХИ РАН, Москва

2 – МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва

ОСОБЕННОСТИ ИСТОРИИ СЕДИМЕНТАЦИИ И ДИАГЕНЕЗА ВЕРХНЕПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОГО БАССЕЙНА С ПОМОЩЬЮ МЕТОДОВ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ СТАТИСТИКИ

Изучение керна скважин глубоководного бурения, пробуренных в Норвежско-Гренландском бассейне [1], в Северном Ледовитом океане [2], в Беринговом море [3], выявило в верхней части осадочного чехла существование марино-гляциальной осадочной формации, сформировавшейся в связи с оледенением Северного полушария. Как правило, эта толща представлена циклическим переслаиванием терригенных обломочных и глинистых осадков (пород), вмещающих материал ледового разноса, который может быть продуктом таяния как морского льда, так и айсбергов. Цикличность строения обусловлена чередованием оледенений и межледниковий. Считается, что начало глобального оледенения Северного полушария произошло 2.8 млн лет назад [4]. Ранее считалось, что граница между четвертичной системой и неогеном проходила на уровне (округленно) 1.8 млн лет назад [5]. Теперь принято считать, что эта граница соответствует примерно 2.6 млн лет назад [6].

Сравнительный анализ показал, что состав, структура и мощность рассматриваемой формации обладают сильной изменчивостью в зависимости от изменений фациальных условий седиментации, эволюции питающих провинций и других факторов. Авторский коллектив решил изучить соответствующие проблемы истории седиментации и диагенеза на примере этой осадочной толщи, вскрытой в восточной части Норвежско-Гренландского бассейна (табл. 1, рис. 1А) во время ODP 151 рейса глубоководного бурения тремя скважинами (907А, 908А и 909А,С) [1]. Следует отметить не только важное теоретическое значение такого исследования, но и возможные прикладные аспекты (например, с точки зрения нефтяной геологии). Данные регрессионного анализа использовались ранее при изучении процессов седиментогенеза и раннего диагенеза донных осадков Карского моря и эоцен-плейстоценовых отложений плато Воринг [7, 8].

На основе построенных матриц Пирсона был выполнен классический факторный анализ (рис. 1Б) с варимаксным вращением, который позволил выделить в составе довольно однородной верхнеплиоцен – четвертичной толщи осадков восточной части Норвежско-Гренландского бассейна 3 главных фактора, которые характеризуют процессы седименто- и диагенеза в данном регионе.

Таблица 1
Расположение скважин с координатами и глубиной дна в восточной части Норвежско-Гренландского бассейна [1]

Скважина	Координаты	Глубина моря, м
907А	69°14.989'N, 12°41.894'E	1800,8
908А	78°23.112'N, 1°21.637'E	1273,6
909А	78°35.065'N, 3°4.378'E	2622,5
909С	78°35.096'N, 3°4.222'E	2518,0

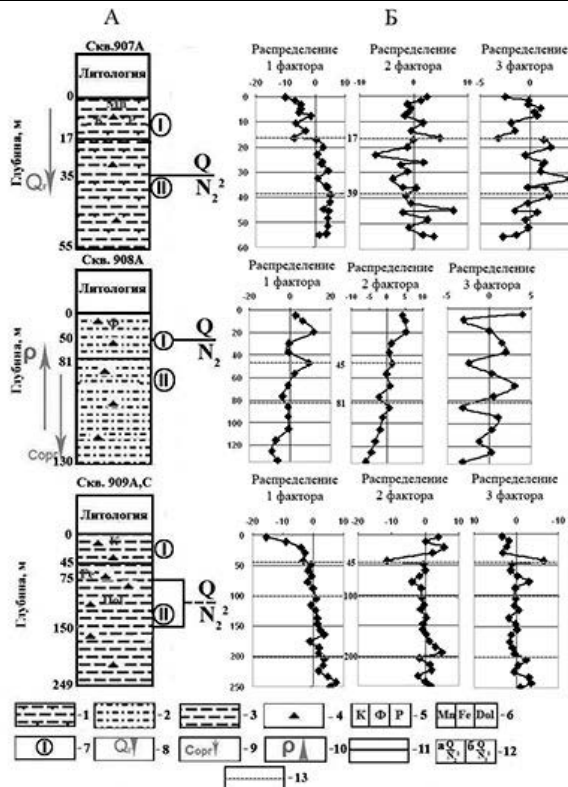


Рис. 1А Литологический разрез скважин 907А, 908А и 909А,С. Типы осадков: 1 – переслаивание алевритово-пелитового ила, пелитово-алевритового ила, фораминиферового алевритового ила с пелитовым илом; 2 – пелитовый ил, встречаются дропстоуны менее 5%; 3 – переслаивание пелитового, алевритово-пелитового и пелитового илов, с незначительным количеством известковых наннофосиллий менее 5%, с моносulfидами железа по всему разрезу. Материалы ледового разноса: 4 – дропстоуны. 5 – биогенные остатки: К – кокколиты; Ф – фораминиферы; Р – радиолярии. 6 – аутигенные образования: Mn – оксигидроксиды Mn; Fe – моносulfиды железа; Dol – доломит. 7 – нумерация пачек; 8 – направление увеличения содержания зерен кварца; 9 – направление увеличения концентрации валового органического углерода; 10 – направление увеличения плотности натурального осадка (ρ , $\text{г}/\text{см}^3$) по разрезу; 11 – литологические границы между пачками верхнеплиоцен-четвертичных осадков в соответствии с данными [1]; 12 – биостратиграфические границы: а – доказанные; б – предполагаемые [1].

Рис. 1Б. Распределение проекций основных факторов по разрезу скважин 907А, 908А, 909А,С. 13 – граница между пачками и подпачками верхнеплиоцен-четвертичных осадков в соответствии с результатами классического факторного анализа с варимаксным вращением

По скважине 907А были выделены 3 главных фактора, которые в сумме объясняют 84% дисперсии в исследуемых данных (рис. 1Б). Первый фактор отражает основной литологический и химический состав отложений. С ним положительно коррелируют SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O и Corg , что связано с накоплением терригенно-глинистого материала, включающего обломки калиевых полевых шпатов (КПШ), а также кластики калишпатовых гранитоидов.

Распределение второго фактора, отражающего динамику среды седиментации, по разрезу позволило нам провести дополнительную границу между литологическими подпачками на уровне 39,04 м от уровня моря. В позднем плиоцене во время формирования нижней подпачки началось обширное оледенение Северного полушария, но поверхность моря только начинала покрываться морским льдом. В секции от 39,04 до 17,04 метров (верхняя подпачка нижней пачки) изменения в гранулометрическом составе осадков связаны с активным развитием оледенения и формированием марино-гляциальных отложений в плейстоцене. Интервал от 17,04 до 0 метров (верхняя пачка) охватывает период седиментации, который связан с почти полным исчезновением ледового покрова и восстановлением деятельности поверхностных морских течений (рис. 1Б).

Третий фактор обусловлен диагенезом. В верхней пачке он связан с окислительным диагенезом Mn типа, с ним положительно коррелируют MnO , K_2O , а также плотность (рис. 1Б). Ниже по разрезу уже преобладает диагенез восстановительного типа.

Для верхнеплиоцен-четвертичных осадков скважины 908А было выделено три главных фактора, составляющие 87,7% дисперсии. Первый фактор составляет 56,5% от общей дисперсии, с ним связаны высокие значения SiO_2 , Na_2O , P_2O_5 , плотности и CaO . Данный фактор отражает литологический состав более крупнозернистого карбонатно-терригенного (кварц-плагиоклазового) обломочного материала, содержание которого уменьшается вниз по разрезу, что подтверждается как уменьшением плотности верхнеплиоцен-четвертичных осадков скважины 908А с глубиной, так и возрастанием в этом направлении концентраций Corg [1] (рис. 1Б). Не исключено, что это явление связано не только с возрастанием глинистости осадков, но и с повышающимся выделением газообразных углеводородов (метана и его гомологов), которые разрыхляли осадки, в процессе диагенеза. Это было доказано на основе данных [1] по содержанию CH_4 и Corg в верхнеплиоцен-четвертичных осадках скважины 908А.

Второй фактор составляет 20,7% от общей дисперсии и положительно коррелирует в большей степени с MnO , CaO и плотностью (рис. 1Б). Данный фактор отвечает процессу уменьшения роли средне-крупнозернистой гранулометрической фракции вниз по разрезу, что вызвано ослаблением гидродинамической активности придонного слоя с увеличением возраста. Рассмотрение распределения значений первого и второго факторов по глубине выявило границу на

глубине 50 м, что полностью совпало с границей между четвертичными и плиоценовыми отложениями (рис. 1Б).

Третий фактор связан с восстановительной стадией диагенеза и отражает цикличность диагенетической активности, вероятно, в связи с ледниково-межледниковыми циклами (рис. 1Б). Распределение третьего фактора по глубине позволяет провести границу на уровне 81 м.

Рассмотрим 3 главных фактора, выделенных в пределах верхнеплиоцен-четвертичных отложений объединенного разреза скважин 909А,С (рис. 1Б). Первый фактор составляет 44,7%. Для него характерны повышенные содержания SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Сорг; значений плотности. Прежде всего он связан с литологическим составом и характеризует доминирующий алюмосиликатный состав существенно пелитовых осадков. Второй фактор составляет 32,6% от общей дисперсии и связан с гидродинамическим режимом восточной части Норвежско-Гренландского бассейна. Данный фактор положительно коррелирует с TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO и CaO , что отвечает карбонатно-терригенному и вулканогенному составу обломочного материала. Третий фактор, который составляет 8,8% от общей дисперсии, отражает диагенетические процессы: 1) восстановления Fe при образовании железистых моносulfидов и сидеритовых конкреций [1]; 2) возможного формирования диагенетических фосфатов; 3) процессов иллитизации по смектиту. Поэтому для данного фактора характерны повышенные содержания Fe_2O_3 , K_2O и P_2O_5 . По всем трем факторам удалось установить существование границ на уровнях 200, 100 и 45 м.

Для скв. 907А питающей провинцией служит западная Норвегия и ее шельф, приток атлантических вод относительно велик (особенно он возрос в конце четвертичного времени), усиление ледового режима во время оледенения Северного полушария произошло позже, чем на севере. Скорости седиментации отличаются небольшими величинами. Достаточно четко проявлен окислительный диагенез, а восстановительный диагенез ослаблен.

Для скв. 908А и 909 А,С Западный Шпицберген и его шельф служили основным источником осадочного материала, относительное значение потока атлантических вод было гораздо меньше (хотя и здесь зафиксированы его проявления в конце плейстоцена-голоцена), ледовый морской режим установился почти сразу после начала оледенения Северного полушария. Скорости седиментации более высокие, причем они заметно меньше в условиях подводного хребта, чем в котловине, и здесь же на хребте формировались более крупнозернистые осадки. Доминирует восстановительный диагенез, вплоть до образования скоплений моносulfидов и мелких конкреций доломитов в условиях относительно высоких скоростей седиментации пелитовых осадков.

Были выделены основные факторы, которые оказывали влияние на характер и степень интенсивности диагенеза в данном регионе: 1) условия седиментации; 2) гранулометрический и минеральный состав верхнеплиоцен-

четвертичных осадков; 3) содержание органического углерода; 4) скорости осадконакопления в восточной части Норвежско-Гренландского бассейна.

Литература

1. Myhre A.M., Thiede J., Firth J.V. et al. Proceedings of the ODP. Init. Repts. V. 151. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995.
2. Backman J., Moran K., McInroy D.B., Mayer L.A. et al. Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program. V. 302. DOI: 10.2204/iodp.proc.302.2006. 2006.
3. Левитан М.А. Гельви Т.Н. Сыромятников К.В. и др. Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений Берингова моря // Геохимия. № 4. 2018. С. 321–335.
4. Vogt P.R. Sea floor topography, sediments and paleoenvironments // In: The Nordic seas (Ed. B.G. Hurdle). Berlin: Springer-Verlag, 1986. P. 237–412.
5. Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. A Geologic Time Scale 2004. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 2004. 599 p.
6. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. The geologic time scale 2012. Amsterdam: Elsevier. 2012. 1176 p.
7. Сыромятников К.В., Габдуллин Р.Р. Основные факторы седиментогенеза и раннего диагенеза в донных осадках Карского моря на основе методов математической статистики // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2022. № 5. С. 99–112.
8. Сыромятников К.В., Габдуллин Р.Р., Левитан М.А. Количественные параметры диагенетических преобразований в эоцен-плейстоценовых осадках плато Воринг (Норвежское море) // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2023. № 6. С. 55–66.

ОТРАЖЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКАХ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Стабильные изотопы кислорода являются важным инструментом познания физико-географических и палеогеографических закономерностей. Применительно к озерам и внутренним морям они предоставляют уникальную, детальную запись истории водоема, которую порой невозможно получить иным путем. Тем не менее изучение сложной истории развития Каспийского моря с точки зрения анализа стабильных изотопов пока не получило широкого распространения. К сожалению, труднодоступность глубоководных регионов для исследования без снаряжения крупных междисциплинарных экспедиций, закрытость и разрозненность имеющихся материалов бурения в силу разных причин, будь то реализация коммерческих проектов, поиск полезных ископаемых, конфликт интересов разных стран Каспийского региона, по сей день сковывают работы в этом направлении, в особенности для малых исследовательских групп.

В представленном исследовании предпринята попытка адаптировать методы построения обобщенных изотопно-кислородных шкал для Каспийского моря. Основной принцип построения таких шкал заключается в разделении летописи прошлого на последовательные эпизоды, чтобы обеспечить удобное и однозначное их отнесение к конкретным временным интервалам, устанавливая при этом очередность и наименование палеоклиматических событий, выделяемых для всей Северной Евразии. Каждому из таких событий, как правило, соответствует определенное состояние Каспия – трансгрессия или регрессия. Помимо событий выделяются также переходные стадии – временное состояние или транзит от одного события к другому, который временами является триггером начала фазы трансгрессивно-регрессивного цикла. Подразделения изотопно-кислородной кривой должны, в первую очередь, отражать изменения климатической динамики, лежащей в их основе для того, чтобы обеспечивать понимание функционирования и развития всей природной системы. В то же время выделение событий должно быть совместимо с существующей региональной стратиграфией, оставаясь достаточно гибким для обеспечения возможности дальнейшего уточнения схемы палеогеографических событий по мере получения новых данных. Этим аспектам уделяется особое внимание в рамках настоящей работы.

В результате, построена кривая, надежно датированный интервал которой охватывает позднеледниковье и начало голоцена. Позднеледниковье представляет собой переход от Последнего Ледникового Максимума (ПЛИМ) к голоцену, который характеризуется повышением температуры, быстрым таянием

ледников, резким повышением уровня моря и включает в себя несколько климатических колебаний более низкого ранга – потепления бёллинг (В) и аллерёд (А), а также серию похолоданий, наиболее выраженное из которых получило название поздний дриас (Younger Dryas, YD). С точки зрения изменения уровня Каспийского моря указанный промежуток времени вмещает несколько стадий трансгрессивно-регрессивного цикла. Сравнительный анализ полученной кривой с региональными и глобальными палеоархивами позволяет убедиться в тесной взаимосвязи Каспия с другими природными системами. Изотопная летопись Каспия в позднеледниковье несет явный отпечаток климатических изменений, общих для Северного полушария, – прослеживаемый климатический сигнал демонстрирует очевидное сходство с гренландской изотопно-кислородной кривой NGRIP [1], в то время как локальный сигнал оказывается сглажен за счет использования данных бурения глубоких участков моря. Этот факт доказывает оправданность традиционного рассмотрения палеогеографии Каспийского региона с точки зрения изменений климата Северной Евразии [2, 3]. Более детальный региональный сигнал можно проследить на графиках сопоставления изотопно-кислородных данных Каспия и расположенных в относительной географической близости к нему пещер и озер. Период интерстадиального потепления отчетливо прослеживается лишь по данным из пещеры Тоннельная, на смену ему, как и в Каспийском море, приходит понижение изотопно-кислородных значений. Чуть менее заметно оно в турецкой пещере Софулар. Остальные спелеотемы позволяют проследить только аналогичное Каспийскому изотопное утяжеление, начавшееся после YD и знаменующее собой голоцен. Особенности сходства хода кривой $\delta^{18}\text{O}$ Каспийского моря наблюдаются с изотопными данными из озера Старый Ачиголь. В обоих палеоархивах прослеживается изотопное утяжеление в ПЛМ, за которым следует максимальный пик облегчения изотопного состава, а также двухфазное потепление В – А, сменяющееся похолоданием позднего дриаса. При этом как характерный рост $\delta^{18}\text{O}$ в начале голоцена, так и периодические колебания кривой, вероятно, связанные с изменениями уровня озера, более детально наблюдаются в Центральной Турции. Примечательно, что среди рассмотренных региональных объектов все спелеотемы фиксируют утяжеление изотопного состава, свидетельствующее о сухости климата, проявляющейся в Каспийском регионе, в первую очередь, ростом испарения. Среди озерных архивов такая тенденция наблюдается лишь в озере Иссык-Куль. Это подтверждает локальность климатического сигнала Каспия во второй половине голоцена и позволяет предположить перспективность изучения азиатских факторов в будущих исследованиях Каспийского моря.

Работа выполнена при поддержке проекта РНФ № 24-77-00011.

Литература

1. Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P., Blunier T., Buchardt S.L., Clausen H.B., Winstrup M. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy // *Quaternary Science Reviews*. 2014. no. 106. P. 14–28.
2. Yanina T.A. Correlation of the Late Pleistocene paleogeographical events of the Caspian Sea and Russian Plain // *Quaternary International*. 2012. no. 271. P. 120–129.
3. Yanina T.A., Sorokin V.M., Bezrodnykh Yu.P., Romanyuk B.F. Late Pleistocene climatic events reflected in the Caspian Sea geological history (based on drilling data) // *Quaternary International*. 2018. no. 465. P. 130–141.

СОСТАВ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРОКАСПИЙСКОГО РЕГИОНА

Каспийское море представляет собой крупнейший бессточный бассейн в мире. Условно, по батиметрии и форме бассейна, Каспий можно разделить на три части: Южную, Среднюю и Северную. Первые две являются глубоководными котловинами, а последняя – обширной мелководной шельфовой областью, отделенной от остальной акватории Мангышлакским порогом. Глубины в Северном Каспии (СК) в среднем составляют 7–10 м и до 30 м в зоне перехода к Среднему Каспию.

Одной из особенностей истории развития Каспийского моря являются колебания уровня моря, так позднечетвертичная история включает в себя серию трансгрессивно-регрессивных событий с размахом колебаний до 140 м [1]. Несмотря на это осадконакопление в акватории Северного Каспия было практически постоянным, имело только два перерыва: в ательскую (МИС 3, возрастные границы плохо установлены) и в мангышлакскую регрессии (начало голоцена, 11,5–8 т.л.н). Причины этих колебаний и их связь со стоком рек в Каспийское море до сих пор остаются предметом дискуссий.

Одним из важных вопросов, которые до сих пор остаются дискуссионными, является характер изменений питающих провинций Северного Каспия в течение позднечетвертичного времени. Целью этой работы является отслеживание изменений в составе глинистых минералов верхнечетвертичных отложений, которые являются маркерами изменений в питающих провинциях. И если состав глинистых минералов в современных осадках Северного Каспия весьма уже был подробно описан [2–5], то в верхнечетвертичных отложениях он охарактеризован фрагментарно [6–9].

Для сравнения состава глинистых минералов в отложениях Северного Каспия с составом в основном источнике привноса материала – Волге – был проанализирован по литературным данным состав глинистых пород в водосборе Волги.

Волжский бассейн условно можно разделить на два бассейна более мелкого порядка: Верхневолжский и Камский, которые представляют совершенно разные по составу пород территории Русской равнины. Так, состав глинистых минералов в Верхневолжском бассейне в разновозрастных моренах (которые в основном размывает Волга на этом участке) по данным Н. Судаковой и соавторов [10] отличается преобладанием иллитовой составляющей. В то время как состав глинистых минералов в пермь-триасовых породах в бассейне Камы [11] отличается существенным преобладанием смектита над остальными глинистыми минералами.

Учитывая разную геологическую историю Камского и Верхневолжского бассейнов в рассматриваемый период (Верхневолжский бассейн попадал в зону покровного поздневалдайского оледенения, а Камский – нет), можно предположить, что существенные изменения в соотношении иллита и смектита (которые слагают основную массу определенных глинистых минералов в отложения Северного Каспия) отражают изменения во вкладе Камы и Верхней Волги в твердый сток.

По результатам рентгеноструктурного анализа было определено доминирование иллита и смектита в разных соотношениях над остальными минералами практически во всех пробах, их содержание варьируется в среднем от 30 до 60%. Содержания каолинита и хлорита в основной своей массе не превышают 15%, однако в отдельных пробах их может быть до 40%.

Иллит. Содержание иллита во всех толщах имеет примерно одинаковый порядок. Хазарские отложения характеризуются диапазоном содержаний иллита от 25 до 65% при среднем – 40%. В ательских отложениях среднее арифметическое составляет 49.1% и небольшой разброс в 5%, а распределение содержаний между пробами близко к нормальному. Нижне- и верхнехвалынские отложения по содержанию иллита отличаются от остальных: среднее содержание в них ниже, 41.8%, однако разброс значений значительно шире – от 11 до 74%. Тем не менее наибольшая плотность дисперсии в диапазоне, который ниже, чем в ательских отложениях, и примерно соответствует хазарским. Следующие две толщи имеют меньшую выборку, а соответственно и точно говорить о содержаниях в них сложнее. Мангышлакские отложения по процентному содержанию иллита больше схожи с ательскими. Среднее содержание чуть больше 50%, но максимум почти на 10% выше, чем в ательских. Новокаспийские отложения в свою очередь больше похожи на хвалынские: практически с точностью до процента совпадают среднее арифметическое и 1 и 3 квартили. Хотя, конечно, большая выборка могла бы яснее понять диапазон содержаний в этих отложениях.

Каолинит. Средние содержания каолинита во всех отложениях не превышают 11%. Ательские и мангышлакские отложения имеют наименьший разброс значений в пробах, при этом среднее в ательских наибольшее (10.7%) среди всех, а в мангышлакских – наименьшее (5.7%). Средние содержания в хазарских, нижне- и верхнехвалынских и новокаспийских отложениях идентичны, но распределение каолинита в них скорее логнормальное, поэтому для лучшего их сравнения надо обратить внимание на среднее геометрическое значение, которое совпадает. Именно такой характер распределения в этих отложениях обуславливает заметные единичные аномальные максимальные значения, достигающие почти 80% в хвалынских и почти 50% в новокаспийских отложениях.

Хлорит же, как и *сметтит*, имеет большие средние концентрации в хвалынских и новокаспийских отложениях. При этом в мангышлакских и ательских еще и меньший разброс значений, они не превышают 13%. В хвалынских и новокаспийских отложениях распределение хлорита, как и каолинита, ближе к логнормальному. Есть несколько аномальных максимальных значений, которые в хвалыни достигают 40%, а в новокаспии – 20%. При этом, стоит добавить, что хвалынские отложения по содержанию хлорита разбиваются на две группы с модами в ~10% и ~25%. Изначально автором было выдвинуто предположение, что так группируются ниже- и верхнехвалынские отложения, которые, к слову, не во всех изученных разрезах ясно разделяются, однако построение сравнительного графика для них показало, что принцип распределения хлорита имеет иной характер.

Литература

1. Свиточ А.А. Колебания уровня Каспийского моря в плейстоцене (классификация и систематическое описание) // Каспийское море. Палеогеография и геоморфология, М.: Наука, 1991, С. 5–100.
2. Кленова М.В., Ястребов А.А. Осадки Каспийского моря. Л.: АН СССР, 1962, 637 с.
3. Козина Н.В. Минеральный состав донных отложений и особенности современного осадконакопления в Каспийском море. Москва, ИО РАН, 2015, 245 с.
4. Хрусталева Ю.П. Закономерности современного осадкообразования в Северном Каспии, Ростов, Дон, 1978, 207 с.
5. Туровский Д.С., Хейров М.Б., Ратеев М.А. Локализация глинистых минералов в верхнем слое донных осадков акватории Каспийского моря // Литология и полезные ископаемые, 1981. № 1. С. 6–17.
6. Рихтер В.Г., Гофман Е.А. Новые данные по геологии западной части акватории Северного Каспия // Новости нефтяной техники, геология, 1962, № 1.
7. Мясонин В.С., Тураев И.А. Литолого-стратиграфическая характеристика и особенности строения четвертичных отложений северо-западной части Каспийского моря // Комплексные исследования Каспийского моря, М.: Изд-во МГУ, 1970, Вып. 1, с. 149–159
8. Сорокин В.М., Янина Т.А., Романюк Б.Ф. О возрасте верхнечетвертичных отложений Северного Каспия // Вестник Московского университета. Сер. 4: Геология, 2023, 4, С. 75–85.
9. Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф., Делия С.В., Магомедов Р.Д., Сорокин В.М., Парунин О.Б., Бабак Е.В. Биостратиграфия, строение верхнечетвертичных отложений и некоторые черты палеогеографии Северного Каспия // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2004, 12, № 1. С. 114–124.
10. Судакова Н.Г., Немцова Г.М. Минералогические провинции древнеледниковой области Русской равнины // Вестник Московского университета. Серия 5: География, 2004, № 2. С. 42–47.
11. Mouraviev F., Arefiev M., Silantiev V., Eskin A., Kropotova T. Paleosols and host rocks from the Middle–Upper Permian reference section of the Kazan Volga region, Russia: A case study // Palaeoworld, 2020, 29–2, P. 405–425.

*М.И. Тучкова, Т.В. Филимонова, Т.Н. Исакова,
В.Э. Загоскина-Белошей, С.Д. Соколов, А.С. Дубенский
Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва*

КОНГЛОМЕРАТЫ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ОСТРОВА ВРАНГЕЛЯ И АССОЦИИРУЮЩИЕ ПОРОДЫ – СОСТАВ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

В палеозойских отложениях острова Врангеля широко распространены конгломераты, которые встречаются на разных стратиграфических уровнях. В Центральной тектонической зоне острова конгломераты, относимые предшественниками к каменноугольным, представлены двумя типами, и различаются составом слагающих их компонентов. В сложнопостроенных конгломератах первого типа в составе доминируют обломки метаморфических сланцев и вулканитов основного состава. В конгломератах второго типа преобладают окатанные обломки кварца, известняков и фаунистические остатки. Состав конгломератов второго типа аналогичен внутриформационным конгломератам из разрезов Северной тектонической зоны, возраст которых по фаунистическим остаткам достоверно установлен как гваделупско-лопинский (средне-позднепермский). Таким образом, конгломераты Центральной зоны острова, скорее всего, разновозрастные, при этом конгломераты второго типа можно отнести к средне-верхнепермским. Два горизонта разновозрастных конгломератов в центральной зоне острова Врангеля указывают на локальные перестройки в начале башкирского века и в гваделупско-лопинское (средне-позднепермское) время. Подобные перестройки, сопровождающиеся несогласиями, прослеживаются в пермских отложениях Свердрупского бассейна Арктической Канады

Работа выполнена при поддержке гранта РФФ 23-27-00314 на оборудовании ГИН РАН.

ПРИЧИНЫ ПОВЫШЕННОЙ ПЕРВИЧНОЙ БИОПРОДУКТИВНОСТИ В ДОМАНИКОВОМ БАССЕЙНЕ

На территории Волго-Уральской нефтегазоносной провинции одной из наиболее значимых региональных нефтематеринских толщ является высокоуглеродистая карбонатно-кремнистая толща семилукского горизонта франского яруса верхнего девона [1]. Согласно литературным данным, в позднедевонское время аналогичные по компонентному составу породы накапливались в пределах многих эпиконтинентальных морей палеоконтинентов. Вопросы о причинах формирования как доманиковых отложений, так и одновозрастных черносланцевых формаций по всему миру остаются дискуссионными.

Считается, что осадконакопление высокоуглеродистых толщ происходит при взаимодействии различных климатических и океанографических факторов. Среди них отдельно можно выделить условия высокого стояния моря (пик трансгрессии) и условия жаркого гумидного климата. В то же время некоторые факторы непосредственно определяют степень обогащения осадков органическим веществом. Ими являются: первичная биопродуктивность в бассейне осадконакопления, окислительно-восстановительные условия в осадке, бассейне и его придонных частях, а также привнос терригенного материала.

Высокая первичная биопродуктивность в морском бассейне обычно связана с привносом в фотическую зону (зону фотосинтеза, обычно первые метры) питательных веществ – биофильных элементов, которые используются фито- и зоопланктоном для их жизнедеятельности. Среди основных агентов привноса биофильных элементов в фотическую зону выделяют: апвеллинг, гидротермы и вулканический пепел.

Целью настоящей работы является реконструкция условий осадконакопления доманиковых отложений по данным ICP-MS и выделение наиболее вероятных причин формирования высокоуглеродистых толщ позднего девона. Объектом исследования выступал керн скважин, вскрывших карбонатно-кремнистые отложения семилукского горизонта франского яруса верхнего девона в центральной части Волго-Уральской антеклизы.

Методика работы заключалась в использовании наиболее достоверных и общепризнанных в литературе геохимических модулей, часто применяемых для реконструкции условий осадконакопления черносланцевых формаций. Возможность реализации процессов апвеллинга в палеобассейне оценивалась по Sweere et al., 2016. Так, рассчитывались модули: $Co [ppm] \times Mn [\%]$ и Cd/Mo . Влияние гидротерм определялось по характеру распределения в породах редкоземельных элементов (РЗЭ). Влияние привноса вулканического пепла

оценивалось посредством ковариационной связи содержания Zr и органического вещества (ТОС).

Оценка влияния апвеллинга. Согласно полученным результатам, доманиковые отложения семилукского горизонта формировались в открытом морском бассейне, где могли реализовываться процессы апвеллинга. В то же время апвеллинг, в случае его развития, носил лишь сезонный характер и периодически сменялся стратификацией водной толщи, способствующей захоронению высокого количества органического вещества в условиях умеренной или низкой первичной биопродуктивности.

Оценка влияния гидротермальной деятельности. Характер распределения редкоземельных элементов указывает на нормальную (не аномальную) природу доманиковых отложений (рис. 1), исключая влияние глубинных гидротермальных флюидов на седиментогенез пород. Так, породы обогащены легкими РЗЭ, на распределении наблюдается значительная отрицательная европиевая (Eu) аномалия, характер распределения РЗЭ указывает на близость условий образования доманиковых отложений к условиям образования пелагических глин и отражает состав эродируемой и денудированной континентальной коры.

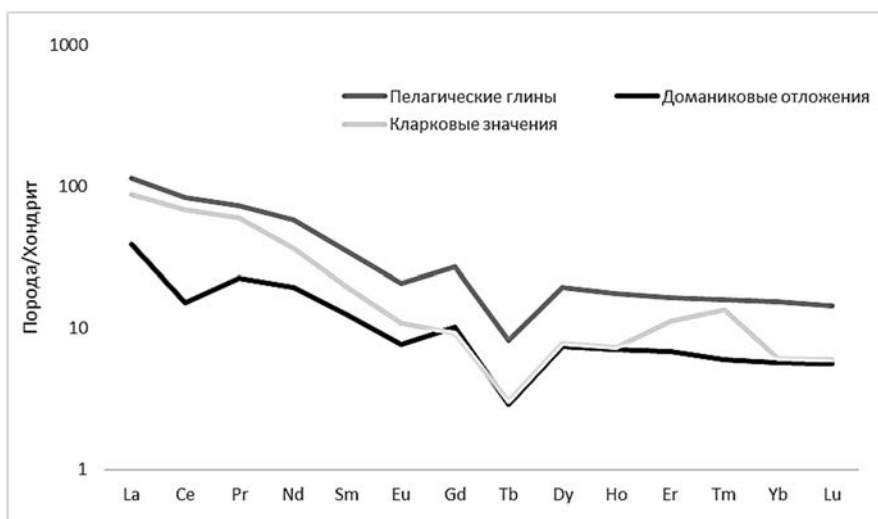


Рис. 1. Кларковское распределение редкоземельных элементов, а также распределение РЗЭ в пелагических глинах и доманиковых отложениях

Оценка влияния поступления пеплового материала. Несмотря на идентификацию в породах вулканического стекла и Zr-обогащенных пепловых прослоев, оценить степень влияния поступления пеплового материала на продуктивность палеобассейна представляется сложной задачей. Так, на некоторых изученных площадях содержание Zr напрямую коррелирует с содержанием органического вещества в породах. Кроме того, калиевый полевой шпат (КПШ),

часто встречающийся в карбонатно-кремнистых разностях семилукского горизонта, и имеющий прямую ковариационную связь с содержанием органического вещества, по данным электронно-микроскопического анализа, по-видимому, привносился аэральным путем. Однако в это же время, значительная часть образцов лишена КППШ и не имеет прямой зависимости Zr-ТОС.

Исходя из вышесказанного, наиболее вероятной причиной накопления высокоуглеродистых толщ семилукского горизонта франского яруса верхнего девона на территории Волго-Уральской нефтегазоносной провинции следует считать события планетарного масштаба, приведшие к глобальным возмущениям углеродного цикла. Одним из таких событий является резкое и широкое развитие сосудистых растений в позднем девоне, приведшее к усилению роли континентального выветривания в седиментационных системах эпиконтинентальных бассейнов позднего девона.

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

Литература

Морозов В.П., Хаюзкин А.С., Королёв Э.А., Кольчугин А.Н., Мухамедьярова А.Н., Морозова Е.В., Ескин А.А., Назимов Н.А., Газеева Ф.М., Захарова Н.С. Геологические предпосылки поиска пород с повышенными коллекторскими свойствами в отложениях доманикового типа на территории Республики Татарстан // Георесурсы. 2022. Т. 4, № 24. С. 40–49.

*А.О. Хотылев¹, Д.В. Корзинин²,
С.В. Ольховский³, Ф.С. Щепелев¹*

1 – МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва

2 – ИО им. П.П. Шишова РАН, Москва

3 – ИА РАН, Москва

МОДЕЛИРОВАНИЕ ВДОЛЬБЕРЕГОВОГО ПЕРЕНОСА ОСАДКОВ ДЛЯ РЕШЕНИЯ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ НА ПРИМЕРЕ АНТИЧНОГО ПОЛИСА ФАНАГОРИЯ

Многолетнее изучение крупного портового сооружения в акватории античного полиса Фанагория (южное побережье Таманского залива) позволили установить, что оно представляет собой протяженный причал, ориентированный перпендикулярно к берегу. Строение состоит из двух частей – основного длинного причала длиной до 170 метров и шириной до 68 метров вытянутого на север от береговой полосы, и относительно небольшой пристройки малого причала размером 100×35 м, которая протягивается на северо-запад от центральной части большого причала. На сегодняшний день сооружение полностью затоплено и перекрыто рыхлыми осадками мощностью 0.5–1 м, поэтому его изучение ведется исключительно с помощью проходки подводных шурфов и канав, а также дистанционными способами – детальной гидромагнитной съемкой.

Анализ комплекса керамических изделий, обнаруженных в самой конструкции причала и в осадках, подстилающих и перекрывающих сооружение, в комплексе с данными радиоуглеродного датирования бревна и плетеной корзины, обнаруженных в причале, позволили установить возраст постройки сооружения в интервале 400–350 гг. до н.э.

Сооружение имеет очень нестандартную и неочевидную геометрию. Прямой большой причал, направленный перпендикулярно к берегу, очевидно, выполнял функцию приема судов. Задача малого причала, направленного на северо-запад от основного не очевидна, так как часто такие элементы возводились для защиты гавани от преобладающих ветров (рис. 1). В данном случае, это маловероятно, так как преобладающие ветра в Таманском заливе северо-западные и такая постройка против них будет совершенно бесполезной.

Изучение состава осадков, прилегающих к сооружению, показало, что с восточного борта причал перекрывается и подстилается песчаными толщами (аккумулятивная терраса на рис. 1), а с северо-запада, в месте стыка большого и малого причалов, расположены осадки с необычайным обилием керамических изделий времен этапа строительства причала (штормовые наносы на рис. 1).

Одновременно с этим на основе анализа космических снимков было установлено, что с высокой вероятностью в античное время направление вдольберегового переноса у южного побережья Таманского залива было не таким как сегодня. Все нынешние гидротехнические сооружения, возводимые перепек

береговой линии, заносятся с западного борта, что свидетельствует о переносе материала с запада на восток. Но нами были выявлены затопленные прибрежные косы, которые судя по их геометрии, формировались при вдольбереговом переносе с востока на запад, то есть в направлении, обратном к современному.

Целью данной работы было провести моделирование переноса и накопления осадков у античного причала, и установить возможное влияние переноса на геометрию причала и его функционирование. Был выбран интервал 400–200 гг. до н.э. захватывающий момент строительства и эксплуатации сооружения.

Для этого была создана модель палеогеографических условий, которые могли быть на момент возведения и функционирования причала. Модель включала в себя геометрию акватории (залива), палеобатиметрию, волновой режим, собственно геометрию причала. В связи с априорными данными о повышении уровня моря первом тысячелетии до н.э., нами было проведено моделирование на интервале 400–200 гг. до н.э., в пределах которого был принят неизменный уровень моря на отметке минус 3 метра относительно современного. Такая величина была взята на основании авторских геологических и археологических данных по результатам подводных работ в Фанагории. Расчет ветрового режима был проведен на основе современных многолетних данных о ветровых условиях, с допущением, что они за 2000–2500 лет изменились незначительно.

Конфигурация акватории палеобассейна Таманского залива была принята исходя из предположения, что в исследуемый период выступы Маркитантской косы и косы Рубанова были соединены аккумулятивной пересыпью, и на западе залив не сообщался с Керченским проливом. На востоке и на юге предполагается наличие нескольких проливов в современные лиманы.

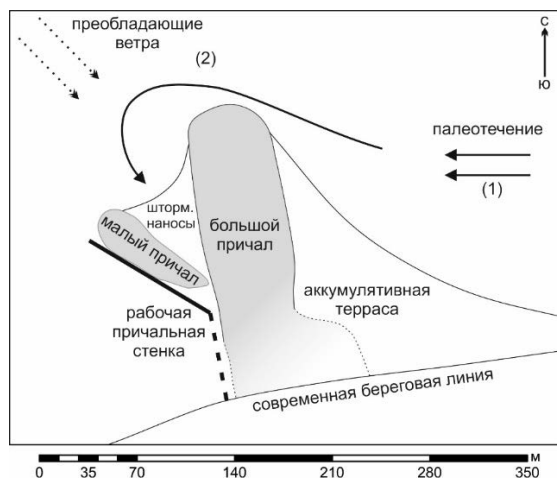


Рис. 1. Модель формирования наносов у античного причала (Фанагория)

Глубины акватории при расчете волн принимаются на основе навигационной карты ГУНиО масштаба 1:25 000. Расчет волн осуществлялся для точки, современная глубина в которой 3.8 м, расположенной напротив причала на расстоянии 1400 м к северу от него. На основе опубликованных сейсмических данных было принято, что средняя скорость накопления осадков в заливе около 1 м за 1000 лет. Отсюда было принято, что в моделируемый период поверхность дна находилась на 2 метра ниже современного.

На основе перечисленных данных был проведен расчет волнового режима, так как именно волнение в отсутствии стабильных течений является основным переносчиком осадочного материала. Численная оценка параметров вдольберегового переноса осуществлялась с помощью модели LOND2D, разработанной И.О. Леонтьевым [1]. Результатом расчета является количество песчаных наносов переносимых в том или ином направлении простирания берега. В результате были получены объемы вдольберегового переноса: на восток 2704 м³ в год, на запад 5920 м³ в год, суммарный на запад – 3219 м³ в год.

На основе указанных объемов переноса стало возможным установить скорость и интенсивность смещения береговой линии в таких условиях: формирование косы и перемещение береговой линии в море с восточного борта сооружения и продвижение береговой линии в сторону берега с западного. Выполненный расчет показал, что уже к концу периода 400–200 гг. до н.э. аккумулятивная терраса с востока от сооружения, образовавшаяся за счет преобладающего переноса песчаных осадков в западном направлении, достигает конечности сооружения. Таким образом, эти наносы могли частично могли попадать в часть акватории, расположенной с запада от сооружения, и эта часть сооружения к 200 гг. до н.э. уже тоже могла стать непригодной к использованию. Повышение уровня моря, имевшее место в этот период, только увеличивало скорость накопления осадков. Это привело к тому, что наносы, полостью закрыв восточный борт причала, начала накапливаться у мористого окончания с западной стороны, что еще более сокращало возможности использования сооружения. Поэтому возникла необходимость создания малого причала, создававшего «затишной угол» – гавань, защищенную от накопления осадков и пригодную к использованию. На этом этапе функциональной была только южная стенка малого причала и, возможно, южная часть западной стенки большого причала (рис. 1).

Литература

1. Леонтьев И.О. О расчете вдольберегового транспорта наносов. Океанология. 2014. Т. 54, № 2. С. 226.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ЭОЦЕНОВЫХ И ОЛИГОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Образования эоцена и олигоцена достаточно широко распространены в пределах центральной части Воронежской антеклизы [1]. На рассматриваемой территории (площадь листа М-37-IX, Репьевка) эоцен представлен киевской, а олигоцен кантемировской и берекской свитами. Описываемые породы имеют слабый наклон на юго-запад в сторону Днепровско-Донецкой впадины. Отложения вскрыты современной эрозией на всей рассматриваемой площади.

Киевская свита распространена на водораздельных пространствах, с размывом залегает на образованиях верхнего мела. Представлена опоками, глинами, песками, песчаниками, алевролитами и алевролитами. Пески и песчаники характерны для нижней части разреза, глины и опоки – для верхней. Алевролиты и алевролиты чаще присутствуют в нижней части киевской свиты, однако могут встречаться в виде прослоев между глинами и опоками.

Для песков и песчаников характерен зеленовато-серый и серый цвет со слабым зеленоватым, реже желтоватым оттенком. Они мелкозернистые, в отдельных разрезах до среднезернистых, хорошо сортированные, глауконит-кварцевые, как правило, неравномерно глинистые и слюдистые. Песчаники преимущественно рыхлые на глинисто-карбонатном цементе. В основании разреза наблюдается галька и гравий кварца и кремней, а также мелкие желваки песчаных фосфоритов. Акцессорные минералы представлены ильменитом, лейкоксеном, цирконом, рутилом, эпидотом, дистеном, гранатом, анатазом и турмалином.

Алевролиты и алевролиты зеленовато-серые до темно-зеленых, неравномерно глинистые и песчаные, с включениями мелких чешуек слюды. Алевролиты преимущественно рыхлые, на глинистом цементе. Глины зеленовато-серые, буровато-серые, плотные, неравномерно карбонатные. В основании глинистой пачки отмечены включения гравийных зерен кварца и кремней, иногда мелкие желваки песчаных фосфоритов. Минеральный состав глин меняется по площади, на востоке преобладают монтмориллонит-иллит-каолининовые, на остальной территории каолинит-иллит-монтмориллонитовые. Опоки светло-серые с желтоватым оттенком, глинистые, плотные, трещиноватые. Часто опоки замещаются опоквидными глинами, с которыми связаны постепенными переходами. Мощность свиты достигает 21 м.

С породами киевской свиты связаны месторождение трепела, проявления глин буровых и керамических [2]. Большебыковское месторождение трепела, расположено южнее с. Большебыково (Белгородская область), полезная толща

имеет среднюю мощность 6,8 м. Вскрышные породы представлены песчано-глинистыми отложениями палеогеновой и четвертичной систем мощностью до 12 м. Авторские запасы категории С₂ составляют 1900 м³. Запасы месторождения не приняты на баланс, ввиду относительно большой мощности вскрыши и малой мощности полезной толщи.

Проявление керамических глин Шубное было выявлено в результате работ по ГДП-200 [2]. Полезная толща имеет мощность 2 м, по минеральному составу глина монтмориллонит-каолинит-иллитовая. Содержание монтмориллонита – 15–20%, каолинита 30–50%, иллита – 40–60%. По содержанию глинозема глины полуокислые, с высоким содержанием красящих оксидов. Глины могут быть отнесены к легкоплавким разновидностям сырья и могут быть использованы для производства грубых керамических изделий.

Большебыковское проявление буровых глин расположена в 1,5 км южнее с. Большебыково (Белгородская область). Мощность полезной толщи колеблется от 2 до 8 м (средняя мощность 5 м). По данным рентгенофазового анализа глины состоят из монтмориллонита (до 56%), иллита (14–35%), каолинита (2–4%). Глины характеризуются изменчивостью по разрезу и латерали. Залегают горизонтально на более древних породах палеогена и верхнего мела. Мощность вскрыши составляет от 0 м до 35 м, средняя – 5–15 м.

Отложения кантемировской свиты распространены на водоразделах, отсутствуют на крайнем востоке территории, с размывом залегают на породах киевской свиты. Свита представлена песками и алевролитами, в основании разреза отмечаются песчаники и алевролиты, а в кровле глины.

Пески от зеленовато-серых до серовато-зеленых, тонко- мелкозернистые, хорошо сортированные, глауконит-кварцевые. Для них характерна нечетко выраженная волнистая и прерывистая горизонтальная слоистость. Пески неравномерно глинистые, иногда алевролитистые. В основании разреза наблюдается примесь более грубого материала и иногда включения хорошо окатанной гальки тонкозернистого песчаника. В отдельных разрезах песок сцементирован глинисто-кремнистым веществом до слабого песчаника. Акцессорные минералы представлены ильменитом, лейкоксеном, гидрооксидами железа, диэконом, рутилом, цирконом, ставролитом, турмалином и силлиманитом.

Алевролиты и алевролиты от светло-серых до зеленовато-серых, неравномерно глинистые, от слабо- до сильноглинистых. Характерна прерывистая горизонтальная, реже волнисто-горизонтальная слоистость. Отмечаются включения мелких чешуек слюды, иногда алевролиты сильнослюдистые, в основании разреза часто запесочены. Алевролиты от рыхлых до плотных, на глинистом и глинисто-кремнистом цементе. Глины зеленовато-серые и серовато-зеленые, плотные, с плохо выраженной горизонтальной слоистостью, неравномерно запесоченные и алевролитистые, слюдистые. Мощность свиты составляет в среднем 7–10 м, в отдельных разрезах на западе рассматриваемой площади она

увеличивается до 21 м. С образованиями кантемировской свиты не связаны месторождения и проявления полезных ископаемых, однако, пески свиты используются для нужд местного населения.

Отложения берекской свиты с размывом залегают на кантемировских, а в ряде разрезов на юго-востоке территории на киевской, распространены на наиболее высоких водоразделах. Берекская свита представлена песками с прослоями песчаников, алевроитов и глин.

Пески серые, реже пестроцветные, тонко- мелкозернистые, в отдельных разрезах до средне- крупнозернистых, кварцевые, в различной степени глинистые, до сильноглинистых, в подошве слоя часто алевроитистые. В песках наблюдается хорошо выраженная горизонтальная и волнисто-горизонтальная слоистость, в верхней части толщи без видимой слоистости. Прослоями пески сцементированы глинистым, реже глинисто-железистым цементом до слабых песчаников. В песках наблюдаются прослой и линзы глин, приуроченные, в основном, к нижней части разреза, они серые и зеленовато-серые, по составу преимущественно иллит-монтмориллонит-каолининовые. Среди акцессорных минералов преобладает ильменит, лейкоксен, дистен, рутил, циркон, ставролит, силлиманит и турмалин. Алевроиты зеленовато-серые и буровато-желтые, неравномерно песчаные и глинистые. Мощность свиты составляет до 12–19 м.

С породами свиты связаны пункты минерализации (ПМ) титана и циркония, всего выявлено 4 ПМ – Яружное, Становое, Расховецкое и Малоржавецкое. Мощность полезной толщи колеблется от 2,9 до 8 м, мощность вскрыши от 5 до 12 м. Преобладающими минералами тяжелой фракции являются ильменит, лейкоксен и циркон. Содержание тяжелой фракции относительно низкое, колеблется от 11,4 до 64 кг/м³.

Таким образом, в пределах рассматриваемой территории выявлены образования эоцена и олигоцена. В составе эоцена выделена только киевская свита, олигоцен представлен двумя свитами – кантемировской и берекской. Отложения характеризуются достаточно сильной изменчивостью как по разрезу, так и по площади. Наиболее распространены пески и алевроиты (иногда сцементированные до песчаников и алевролитов), в меньшей степени глины. Для нижней части разреза (киевская свита) характерны опоки.

Образования эоцена и олигоцена формировались в мелководно- и прибрежно-морских условиях со слабой и средней гидродинамикой среды. В прибрежно-морских фациях происходило естественное шлихование алевро-песчаного материала, в результате чего в терригенных отложениях присутствуют повышенные концентрации минералов титана и циркония (берекская свита). В мелководно-морских условиях (киевское время) за счет размыва иллит-каолининовых глин аптского яруса происходило формирование глинистой толщи, в которой присутствует аутигенный монтмориллонит.

Литература

1. Савко А. Д., Мануковский С. В., Мизин А. И. Литология и фации донеогеновых отложений Воронежской антеклизы. Труды научно-исследовательского института геологии. Воронеж, Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2001. Вып. 3. 201 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (второе поколение): Лист М-37-IX (Репьевка). Объяснительная записка / А. В. Черешинский, Б. В. Глушков, А. В. Крайнов и др. СПб.: ВСЕГЕИ, 2022. 322 с.

В.В. Чуркина, С.А. Романенко, Г.А. Калмыков
МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва

МЕТОДИКА СОЗДАНИЯ КОНЦЕПТУАЛЬНОЙ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

На сегодняшний день все более актуальными становятся проблемы разработки месторождений с сложнопостроенными залежами углеводородов (УВ). Такими объектами, например, являются меловые и юрские терригенные отложения севера Западной Сибири: покурская, танопчинская, ханты-мансийская и тюменская свиты, а также клиноформенный комплекс неокома. Для моделирования объектов подобного типа необходимо проводить детальный литолого-фациальный анализ пород, чтобы определить генезис, свойства, характеристики коллекторов и их изменчивость.

Целью данной работы является построение палеогеографических карт с литолого-фациальным расчленением для локализации объектов, перспективных на поиски залежей УВ. При создании концептуальных моделей продуктивных пластов был проанализирован следующий исходный материал: литологическое описание керн, результаты литологического и петрофизического исследований керн, геофизические исследования скважин (ГИС) и сейсмические данные.

В первую очередь на основании гранулометрического, минерального состава и текстурных особенностей была проведена литотипизация, характеризующая обстановки осадконакопления и гидродинамическую активность среды. Далее на основе генетических признаков были диагностированы фации и реконструирована история развития бассейна, что в дальнейшем легло в основу принципиальной седиментационной модели. В данной работе были исследованы континентальные, переходные и морские условия осадкообразования. В первую и вторую группу были отнесены фации русел, пойм, приливно-отливных каналов и отмелей, лагун/ заливов, дельт, озер и маршей. В третьей группе изучались фации баров, пляжей, турбидитных потоков.

Комплексирование результатов литолого-фациального анализа и данных ГИС позволили выделить литотипы и фации в скважинах без отбора керн (рис. 1) с учетом методики электрофациального анализа В.С. Муромцева и В.Б. Белозерова [1, 2]. Данное расчленение выполнялось на основании интерпретации методов потенциала собственной поляризации (ПС) и гаммакаротажа, а также расчётных параметров α_{PS} , KGL и CALC (величина, численно равная α_{PS} -KGL). Поскольку разрешающая способность этих видов каротажа различна, то для выделения песчаников, алевролитов и аргиллитов использовался весь комплекс данных параметров.

После выбора модели осадконакопления и выделения комплекса фаций на всех скважинах с керном и результатами ГИС были проанализированы сейсмические данные (результаты атрибутного и сейсмофациального анализов).

Был проведен палеоструктурный анализ и его взаимосвязь с распределением осадочных тел по площади лицензионного участка.

В результате, на основании литолого-фациального анализа, ГИС и сеймики были построены концептуальные палеогеографические карты, на которых отображено литолого-фациальное расчленение и площадное распространение перспективных областей на поиски залежей УВ.

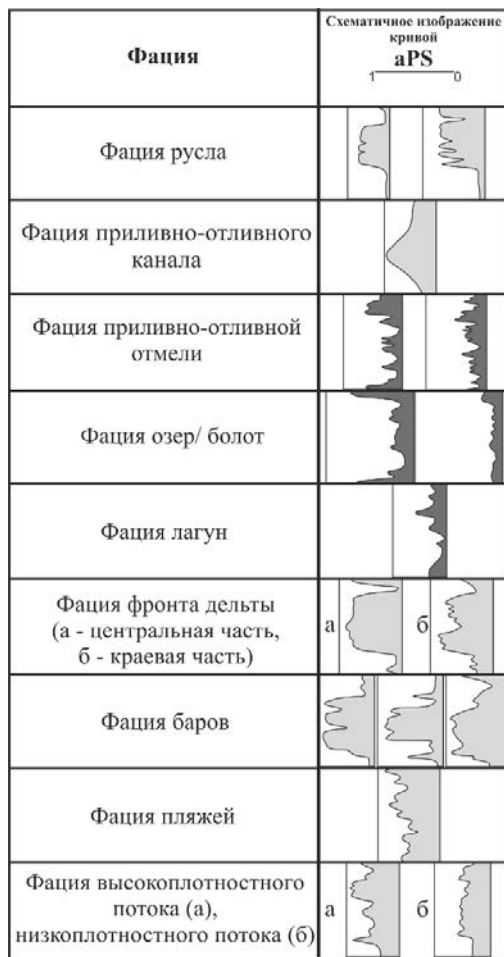


Рис. 1. Фа́циальная интерпретация кривой ПС для морских, переходных и континентальных отложений

Литература

1. Белозеров В.Б. Роль седиментационных моделей в электрофациальном анализе терригенных отложений – Известия Томского политехнического университета. – 2011. – Т. 319. – № 1. – С. 116–123. (СНИИГИМС, 1995).
2. Муромцев В.С. Электрометрическая геология песчаных тел литологических ловушек нефти и газа. – Л.: Недра, 1984. – 259 с.

АРКТИЧЕСКАЯ ВЕТВЬ ГЛОБАЛЬНОГО ЦИКЛА ПЫЛИ

Терригенная пыль (эоловое осадочное вещество) уже давно привлекает внимание учёных, т.к. она существенно влияет на энергетический баланс экосистемы Земли за счёт абсорбции и рассеивания солнечной радиации и модифицирования оптических свойств облаков и снежно-ледовых поверхностей, а также активно участвует в различных физических, химических и биогеохимических процессах, в переносе загрязняющих веществ [1–7]. Эоловое осадочное вещество, определяемое здесь как нерастворимые частицы диаметром менее 100 мкм, включает те частицы, которые увлекаются в атмосферу и перемещаются в ней преимущественно во взвешенном состоянии и откладываются на суше, в озерах, морях и океанах [8–10].

Важное значение имеет изучение эоловой пыли в Арктике, т.к. климатические изменения там происходят быстрее, чем в других регионах Мира, и экологические проблемы во многом связаны с потеплением [11–15]. Учёные Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН совместно с коллегами из ряда организаций начали изучать аэрозоли приподнятого слоя атмосферы над морями Арктики в 1991 г. под руководством А.П. Лисицына и продолжают по настоящее время [16–18].

В экспедициях для определения элементного состава аэрозолей фильтрацию воздуха проводили через фильтры АФА-ХА. Для изучения минерального и вещественного состава рассеянного осадочного вещества атмосферы материала, собранного на фильтрах, оказывается недостаточно. Поэтому параллельно с фильтрацией использовали метод сбора большого количества нерастворимых в воде аэрозолей нейлоновыми сетями [19]. При отборе аэрозольных проб этим методом 5–10 нейлоновых сетей площадью 1 м² каждая (ячей 0,8 мм) вывешивали в носовой части судна в течение 8–24 часов. После экспозиции сети промывали в дистиллированной воде, затем эту воду фильтровали через лавсановые ядерные фильтры с диаметром пор 0,45 мкм. На фильтрах оседали несолевые частицы крупнее, вещественный и минеральный состав которых изучали методом сканирующей электронной микроскопии, а элементный – методами нейтронно-активационного анализа, атомно-абсорбционной спектрофотометрии и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой [17, 20].

Распределение содержания эоловой взвеси в Арктике характеризуется сильной пространственной и временной изменчивостью. В летне-осенние месяцы 1991–2015 гг. концентрации эоловой пыли в приподнятом слое атмосферы над морями Евразийской Арктики по нашим данным варьировали от 0,02 до 1,38 мкг/м³ и в среднем для 81 пробы составляли 0,25 мкг/м³, стандартное отклонение равно 0,24 мкг/м³.

Самое низкое содержание золы (0,02–0,06 мкг/м³) было зарегистрировано тогда, когда пробоотбор проводился вдали от суши после дождя, что свидетельствует о вымывании аэрозолей атмосферными осадками [21].

Наиболее высокое содержание нерастворимых в воде пылевых частиц (1,38 мкг/м³) было отмечено 19–20 августа 1996 г. в Гренландском море при северо-западном ветре [20]. Построение обратных траекторий переноса воздушных масс в район отбора пробы по методике [22] показало, что на уровне моря воздушные массы поступили из СВ Гренландии. По-видимому, нами зарегистрирован перенос вещества, выдуваемого сильными ветрами (фёнами) из почв прибрежных районов Гренландии. Существование на открытом ото льда побережье СВ Гренландии участков, которые при сильных ветрах становятся источником пылевых аэрозолей, отмечены в [23].

Сравнительно высокая концентрация нерастворимых частиц в приводном слое атмосферы (0,97 мкг/м³) была отмечена 4 октября 1994 г. в южной части Баренцева моря при южном ветре, дующем со средней скоростью 9 м/с со стороны суши [20]. Обратные траектории в район пробоотбора пришли после пересечения района горнорудной и металлургической промышленности Мурманской области, где при сильных ветрах пыль хвостохранилищ является одним из основных источников загрязнения воздуха.

Также сравнительно высокие концентрации пыли были 31 июля–1 августа и 5–6 августа 2015 г. вблизи о-ва Исландия (0,44 и 0,94 мкг/м³, соответственно), когда ветры дули со стороны этого острова. На поверхности Исландии широко распространены районы, которые в летние месяцы при отсутствии снежного покрова являются источниками эмиссии минеральной пыли в атмосферу и откуда пыль поступает в океан [23, 24].

В приводном слое атмосферы над морями Российской Арктики сравнительно высокое содержание нерастворимых аэрозолей было отмечено в сухую погоду в наиболее близких к суше районах, особенно при ветрах, дующих со стороны суши. По результатам построения обратных траекторий в арктические моря России воздушные массы поступали со стороны Евразии, пройдя над северо-востоком Европейской части России, Западной Сибирью и полуостровом Таймыр. Север Западной Сибири является регионом активной работы нефтегазового комплекса, который существенно загрязняет атмосферу продуктами горения попутного газа [25]. Дополнительными источниками пыли на севере Западной Сибири летом является ветровая эрозия почв тундры и лесотундры, поверхность которых нарушена в результате хозяйственной деятельности [23], лесные пожары, а также эпизодически более южные засушливые районы.

Таким образом, в летне-осенний период, когда большие площади водосборов арктических морей не покрыты снегом, основными источниками терригенной пыли (как литогенных, так и антропогенных нерастворимых микрочастиц)

является окружающая суша, а в зимне-весенний период увеличивается вклад дальних и сверхдальних источников.

Авторы благодарны экипажам научно-исследовательских судов за помощь в экспедициях и коллегам, участвовавшим в лабораторных исследованиях. Обобщение полученных данных выполнено в рамках госзадания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (тема FMWE-2024-0020).

Литература

1. Junge C.E. Air chemistry and radioactivity. N.Y., L.: Academic Press, 1963. 382 p.
2. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 392 с.
3. Кондратьев К.Я., Поздняков Д.В. Аэрозольные модели атмосферы. М.: Наука, 1981. 104 с.
4. Pye K. Aeolian dust and dust deposits. London: Academic Press, 1987. 334 p.
5. Ridgwell A.J. Dust in the Earth system: The biogeochemical linking of land, air and sea // *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. 2002. V. 360. P. 2905–2924.
6. Mahowald N.M., Kloster S., Engelstaedter S. et al. Observed 20th century desert dust variability: impact on climate and biogeochemistry // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2010. V. 10. P. 10875–10893.
7. Kylling A., Groot Zwaaftink C.D., Stohl A. Mineral dust instantaneous radiative forcing in the Arctic // *Geophysical Research Letters*. 2018. V. 45. P. 4290–4298.
8. Kohfeld K., Tegen I. Record of mineral aerosols and their role in the Earth system // *Treatise on Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, 2007. V. 4(13). P. 1–26.
9. Лисицын А.П. Аридная седиментация в Мировом океане. Рассеянное осадочное вещество атмосферы // *Геология и геофизика*. 2011. Т. 52. № 10. С. 1398–1439.
10. Shao Y., Wyrwoll K.-H., Chappell A. et al. Dust cycle: An emerging core theme in Earth system science // *Aeolian Research*. 2011. V. 2. P. 181–204.
11. Shupe M.D., Intrieri J.M. Cloud radiative forcing of the Arctic surface: The influence of cloud properties, surface albedo, and solar zenith angle // *Journal of Climate*. V. 17. P. 616–628.
12. Lambert F., Kug J.-S., Park R.J. et al. The role of mineral-dust aerosols in polar temperature amplification // *Nature Climate Change*. 2013. V. 3. P. 487–491.
13. Boy M., Thomson E.S., Acosta Navarro J.-C. et al. Interactions between the atmosphere, cryosphere, and ecosystems at northern high latitudes // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2019. V. 19. P. 2015–2061.
14. Shi Y., Liu X., Wu M. et al. Relative importance of high-latitude local and long-range transported dust for Arctic ice-nucleating particles and impacts on Arctic mixed-phase clouds // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2022. V. 22. P. 2909–2022.
15. Котова Е.И., Коробов В.Б., Шевченко В.П. Экологические проблемы Российской Арктики. Архангельск: КИРА, 2024. 228 с.
16. Shevchenko V.P., Lisitzin A.P., Kuptzov V.M. et al. Composition of aerosols over the Laptev, Kara, Barents, Greenland and Norwegian seas // *Berichte zur Polarforschung*. 1995. V. 176. P. 7–16.
17. Шевченко В.П., Голобокова Л.П., Сакерин С.М. и др. Рассеянное осадочное вещество атмосферы над Баренцевым морем // *Система Баренцева моря / под ред. А.П. Лисицына*. М.: ГЕОС, 2021. С. 127–142.
18. Sakerin S.M., Kabanov D.M., Kruglinsky I.A. et al. Measurements of aerosol characteristics in three expeditions on board RV «Akademik Mstislav Keldysh»: from the Baltic to Barents Sea // *Proceedings of SPIE*. V. 11916. 27th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics, Atmospheric Physics. Paper 1191626 (15 December 2021).

19. Chester R., Johnson L.R. Atmospheric dust collected off the West African coast // *Nature*. 1971. V. 229. P. 105–107.
20. Шевченко В.П. Аэрозоли – влияние на осадконакопление и условия среды в Арктике. Диссертация на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. М.: ИО РАН, 2000. 213 с.
21. Райст П. Аэрозоли. Введение в теорию (перевод с англ.). М.: Мир, 1987. 280 с.
22. Draxler R.R., Rolph G.D. HYSPLIT (Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Mod access via NOAA ARL READY Website (<http://www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html>). Silver Spring, MD: NOAA Air Resources Laboratory, 2003.
23. Meinander O., Dagsson-Waldhauserova P., Amosov P. et al. Newly identified climatically and environmentally significant high-latitude dust sources // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2022. V. 22. P. 11889–11930.
24. Dagsson-Waldhauserova P., Arnalds O., Olafsson H. Long-term variability of dust events in Iceland (1949–2011) // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2014. V. 14. P. 13411–13422.
25. Popovicheva O.B., Evangelidou N., Kobelev V.O. et al. Siberian Arctic black carbon: gas flaring and wildfire impact // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2022. V. 22. P. 5983–6000.

Т.А. Янина, В.М. Сорокин, Д.В. Семиколенных
МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва

АЗОВСКОЕ МОРЕ В УСЛОВИЯХ ГЛОБАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА (ПОСЛЕДНИЙ КЛИМАТИЧЕСКИЙ МАКРОЦИКЛ)

Азовское море, глубоко врезаюсь в сушу и длинной цепочкой проливов и морей соединяясь с Атлантическим океаном, представляет собой самое континентальное море планеты. Оно является частью системы Средиземноморье – Понт (Азовское и Чёрное моря) – Каспий – внутриконтинентальных водоёмов, реликтов бассейна Паратетиса, отличающихся природными особенностями и историей палеогеографического развития. Динамику природной среды Азовского моря необходимо рассматривать неотрывно от развития всей этой сложной системы бассейнов, испытывающей на себе влияние множества факторов. Цель доклада – показать, как изменялось Азовское море в условиях глобальных изменений климата последнего климатического макроцикла – эпохи от последнего межледникового (МИС 5е) до современного (МИС 1), составляющей поздний плейстоцен. Он включает в себя разномасштабные и разнознаковые глобальные климатические события: межледниковую и ледниковую эпохи, отдельные их стадии и фазы развития. Палеогеографический анализ отклика природной среды Азовского моря на эти события важен для понимания современного состояния бассейна, он представляет собой естественно-историческую основу для прогнозных оценок и актуален в современных условиях глобальных климатических изменений. Материалом послужил анализ и обобщение результатов многолетних исследований авторов в Понто-Каспийском регионе, а также опубликованные данные.

Последний климатический макроцикл начинается с микулинской межледниковой эпохи (МИС 5е, 128–115 тыс. л.н.). Начало межледникового характеризуется быстрым подъёмом уровня океана, достигшего современных отметок около 127 тыс. л.н., в максимальной фазе трансгрессии превысившего их на 6–7.5 м. Снижение уровня началось 116–118 тыс. л.н. [1]. Режим Средиземного моря в позднем плейстоцене определялся колебаниями уровня океана, поскольку связь этого моря с Северной Атлантикой через Гибралтар не прерывалась: в нем развивалась тирренская трансгрессия. Ее воды, преодолев систему Дарданеллы–Мраморное море–Босфор, заполнили Черноморскую котловину, став причиной карангатской трансгрессии с наивысшим в неоплейстоцене уровнем (на 5–7 м выше современного) и солёностью (до 28 ‰). Карангатская трансгрессивная эпоха представлена двумя стадиями – карангатской и тарханкутской. В межледниковье развивалась карангатская стадия. В раннюю фазу её развития в области Чёрного моря распространились виды, характерные для него и в наши дни. Вторая фаза трансгрессии, собственно карангатская,

характеризовалась солёнолюбивыми видами, среди которых присутствовали моллюски, ныне здесь отсутствующие (*Acantocardia tuberculata* и др.). Высокая солёность была характерна и для южной части Азовского моря. Заполнив Азовскую котловину и приустьевые участки речных долин, карангатские воды ингрессионным заливом вторглись в Манычскую депрессию. Результаты буровых работ, выполненных нами в депрессии [2], свидетельствуют о проникновении морских вод вплоть до порога Зунда-Толга, преодолеть который они не смогли. Датирование карангатских отложений в стратотипических разрезах Эльтиген и Тузла методом оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) привело нас к заключению о развитии этой трансгрессивной стадии 131–120 тыс. л.н. [3]. В Каспии в межледниковую эпоху развивалась так называемая малая трансгрессия, сформировался позднехазарский изолированный бассейн с максимальным уровнем около –10 м, поступления в него карангатских вод не установлено.

Микулинское межледниковье сменилось сложной в климатическом отношении эпохой, отвечающей МИС 5d-a (115–75 тыс. л.н.). В Понте продолжал своё развитие карангатский трансгрессивный бассейн, поддержанный второй стадией тирренской средиземноморской трансгрессии (МИС 5c). В составе малакофауны Понта господство перешло к умеренно стеногалинным и эвригалинным видам. Согласно данным ОСЛ-датирования, временной интервал стадии – от 120 до 100 тыс. л.н. [3]. Эта же эпоха в Каспии ознаменовалась развитием гирканского трансгрессивного бассейна [4], по размерам превосходившего позднехазарский. Гирканские воды, преодолев порог Зунда-Толга, стали заполнять Манычскую депрессию. О впадении гирканских каспийских вод в отступавший карангатский залив свидетельствуют материалы бурения в центральной части Манычской депрессии [2], а именно залегание выше слоёв с карангатской малакофауной отложений с совместным присутствием представителей эвригалинной карангатской и гирканской фаун. Продолжавшееся снижение уровня карангатского бассейна привело к полному освобождению Манычской депрессии от морских вод и открытию в ней гирканского пролива. На это указывает залегание в керне скважин слоя с гирканской фауной [2]. Существование пролива подтверждено нами анализом керна скважин на Таманском шельфе Понта [4, 5]: здесь в отложениях завершающей фазы карангатского бассейна отмечены раковины моллюсков (*Didacna cristata*, *D. subcatillus*), характерные для гирканской трансгрессии Каспия.

В эпоху калининской стадии валдайского оледенения (МИС 4, 75–60 тыс. л.н.) карангатский бассейн регрессировал, связь со Средиземным морем отсутствовала, в Понте получила развитие посткарангатская регрессия с уровнем до –80 м. На месте Азовского моря простиралась аллювиальная равнина с пересекавшей её долиной Дона. В Каспии также развивалась глубокая регрессия (ательская). Калининское оледенение сменилось межстадиальным потеп-

лением (МИС 3, 60–25 тыс. л.н.). В Понте реконструирована сурожская трансгрессия с уровнем –25 м, признанная не всеми исследователями. Изученный нами керн скважин с Таманского шельфа [4, 5] подтвердил существование сурожского трансгрессивного бассейна, береговая линия которого реконструируется на уровне около –20 м. На основании радиоуглеродного датирования возраст прибрежных сурожских отложений – около 30 тыс. л.н. В Азовском бассейне в результате подпора формировались болотные и лиманные условия. В Каспии (по материалам бурения и результатам анализа керна скважин из Северного Каспия) нами установлено существование раннего хвалынского трансгрессивного бассейна. Функционирование пролива в эту эпоху не установлено.

В эпоху поздневалдайской стадии оледенения (МИС 2, 25–11.7 тыс. л.н.), в ее максимум, в Понте существовал изолированный регрессивный новоэвксинский бассейн с уровнем ниже –100 м. Азовское море представляло собой низменную прибрежную равнину, пересекаемую долиной Дона, устье которого располагалось в 60 км южнее Керченского пролива. На осушенных участках шельфа и низменных побережьях существовали ландшафты, близкие к перигляциальным. В эпоху деградации наземного и подземного оледенения новоэвксинский бассейн трансгрессировал, оставаясь на отрицательных отметках уровня. В этот период он испытал влияние сброса в него вод раннехвалынской трансгрессии Каспия [6, 7]. Одновременный сброс вод через Босфор в Средиземноморье стал причиной формирования каскада сточных бассейнов системы. В результате подпора в Азовском море создавались условия для возникновения болот и лиманов.

Последледниковое гляциоэвстатическое повышение уровня Средиземного моря привело к вторжению средиземноморских вод в новоэвксинский бассейн. В области Понта началось развитие голоценовой межледниковой черноморской трансгрессии и формирование Азовского моря (лишь во вторую половину голоцена) в его современном виде.

Можно заключить, что палеогеографическая динамика Азовского моря в последнем климатическом макроцикле была тесно связана с глобальными изменениями климата и находилась в зависимости от функционирования системы Средиземноморье – Понт – Каспий. Азовское море, как полноценный бассейн, существовало лишь в межледниковые эпохи, при развитии в Чёрном море трансгрессии с уровнем выше либо близком к современному.

Работа выполнена в рамках научных тем географического (№№ 121051100135-0, 121040100323-5) и геологического (№ 116033010120-0) факультетов МГУ.

Литература

1. Kopp R.E., Simons F.J., Mitrovica J.X. et al. A probabilistic assessment of sea level variations within the last interglacial stage // *Geophysical Journal International*. 2013. V. 21. P. 1–6.
2. Семиколенных Д.В., Курбанов Р.Н., Янина Т.А. Ингрессия карангатского моря в Манычскую депрессию (поздний плейстоцен) // *Вестник Московского университета. Серия 5: География*. 2023. Т. 78, № 6. С. 96–106.
3. Semikolennykh D.V. Late Quaternary history of the Kerch Strait – the stratotype region for the Black Sea // *Quaternary Science Reviews*. 2024. Vol. 342. P. 108914.
4. Янина Т.А., Сорокин В.М., Семиколенных Д.В. Каспийские моллюски в карангатском бассейне Черного моря (поздний плейстоцен) // *Вестник Московского университета. Серия 5: География*. 2023. Т. 78, № 5. С. 20–26.
5. Сорокин В.М., Янина Т.А., Романюк Б.Ф. Новые находки карангатских отложений в восточной части Черного моря // *Вестник Московского университета. Серия 4: Геология*. 2022. № 5. С. 113–119.
6. Yanina T.A. Environmental variability of the Pnto-Caspian and Mediterranean basins during the last climatic macrocycle // *Geography, Environment, Sustainability*. 2020. V. 13. № 4. P. 6–23.
7. Сорокин В.М., Янина Т.А., Романюк Б.Ф. О возрасте верхнечетвертичных отложений Северного Каспия // *Вестник Московского университета. Серия 4: Геология*. 2023. № 4. С. 75–85.

Научное издание

СОВРЕМЕННЫЕ ВОПРОСЫ ЛИТОЛОГИИ И МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ – 2024.
НАУКА. ОБУЧЕНИЕ. ПРАКТИКА

Материалы научно-практического форума,
посвященного 270-летию МГУ имени М. В. Ломоносова

25 – 27 сентября 2024 г.

Тезисы докладов

Подготовка оригинал-макета:
Издательство «МАКС Пресс»
Главный редактор: *Е.М. Бугачева*
Компьютерная верстка: *Н.С. Давыдова*
Обложка: *А.В. Кононова*

Подписано в печать 18.09.2024 г.
Формат 70x100 1/16. Усл. печ. л. 21,0.
Тираж 80 экз. Заказ № 146.

Издательство ООО «МАКС Пресс»
Лицензия ИД N 00510 от 01.12.99 г.
119992, ГСП-2, Москва, Ленинские горы,
МГУ им. М.В. Ломоносова, 2-й учебный корпус, 527 к.
Тел. 8(495)939-3890/91. 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