ISSN 0024-497X Март – Апрель 2024

Номер 2



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ







СОДЕРЖАНИЕ

Номер 2, 2024

Литолого-минералогическая характеристика донных отложений в районах проявления ледовой экзарации в юго-западной части Карского моря	
Е. А. Сухих, О. В. Кокин, А. Г. Росляков, Р. А. Ананьев, В. В. Архипов	143
Изменение состава раствора при его прохождении через осадочный покров в центре современной гидротермальной системы (хребет Хуан де Фука, Тихий океан, скважина ODP 858B)	
В. Б. Курносов, Ю. И. Коновалов, О. И. Окина, К. Р. Галин	163
Особенности генезиса марганцевых руд Квирильского месторождения Грузии (по данным изотопного состава углерода и кислорода и геохимии редкоземельных элементов)	
В. Н. Кулешов, А. Ю. Бычков, И. Ю. Николаева, М. Е. Тарнопольская	180
Тепловой режим и термическая эволюция осадочного чехла Астраханской нефтегазодобывающей провинции	
М. Д. Хуторской, О. С. Белых, Д. С. Никитин, Е. Л. Прикащикова	201
(Fe-Ca-Al)-фосфатная минерализация с повышенным содержанием редкоземельных элементов в отложениях погребенной среднеюрской палеодолины (рудопроявление Шанкинка, Московская область, центральная часть Русской плиты)	
И. А. Новиков, А. А. Разумовский, Ю. В. Яшунский, А. А. Александров, Е. А. Молькова, П. П. Федоров	223
Строение, петротипы и коллекторские свойства измененных пермско-триасовых риодацитов в грабенах Фроловской мегавпадины Западной Сибири	
М. Е. Смирнова, И. В. Панченко, П. Ю. Куликов, А. В. Латышев, А. И. Токмакова, Ю. И. Трушкова, Е. Е. Сапогова, А. А. Бакулин, В. Д. Шмаков	245

CONTENTS

No. 2, 2024

Lithological and mineralogical characteristic of the bottom sediments in the areas of ice scouring in the south-western Kara Sea	
E. A. Sukhikh, O. V. Kokin, A. G. Roslyakov, R. A. Ananiev, V. V. Arkhipov	143
Change of solution composition during it migration through the sedimentary cover in the center of the modern hydrothermal system (Juan de Fuca Ridge, Pacific Ocean, Hole ODP 858B)	
V. B. Kurnosov, Yu. I. Konovalov, O. I. Okina, K. R. Galin	163
Features of the genesis of manganese ores of the Kvirila deposit, Georgia (according to the data carbon and oxygen isotope composition and rare earth elements geochemistry)	
V. N. Kuleshov, A. Yu. Bychkov, I. Yu. Nikolaeva, M. E. Tarnopolskaya	180
Thermal regime and thermal evolution of the sedimentary cover on Astrakhan oil and gas province	
M. D. Khutorskoy, O. S. Belykh, D. S. Nikitin, E. L. Prikachshikova	201
(Fe-Ca-Al)-phosphate mineralization enriched with rare earth elements in the sediments of the middle Jurassic paleovalley (Shankinka Occurrence, Moscow Region, central part of the Russian Plate)	
I. A. Novikov, A. A. Razumovskiy, Yu. V. Yashunskiy, A. A. Alexandrov, E. A. Molkova, P. P. Fedorov	223
Structure, rock types and reservoir properties of altered permian- triassic rhyodacites in the grabens of the Frolovskaya megadepression in Western Siberia	
M. E. Smirnova, I. V. Panchenko, P. Y. Kulikov, A. V. Latyshev, A. I. Tokmakova, J. I. Trushkova, E. E. Sapogova, A. A. Bakulin, V. D. Shmakov	245

УДК 552.12+551.43

ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА Донных отложений в районах проявления ледовой экзарации в юго-западной части карского моря

© 2024 г. Е. А. Сухих^{а, *}, О. В. Кокин^а, А. Г. Росляков^{b, c}, Р. А. Ананьев^b, В. В. Архипов^а

^аГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия ^bИнститут океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Нахимовский просп., 36, Москва, 117997 Россия ^cГеологический факультет МГУ, Ленинские Горы, 1, Москва, 119991 Россия *e-mail: sukhikh_ea@mail.ru Поступила в редакцию 12.09.2023 г. После доработки 12.10.2023 г. Принята к публикации 03.11.2023 г.

Изучены донные отложения юго-западной части Карского моря, отобранные как непосредственно в ледово-экзарационных бороздах, так и на фоновых поверхностях, не нарушенных ледовой экзарацией. По результатам исследований физических свойств и литолого-минералогических особенностей донных осадков определена глубина залегания границы ледово-экзарационного воздействия в бороздах (экзарационный контакт). По данным рентгено-дифрактометрического анализа фракции <0.001 мм в образцах ниже данной границы, в отличие от вышележащих образцов, выявлена нетермостойкость структуры хлорита, что, вместе с результатами микроскопических исследований в петрографических шлифах, свидетельствует о его новообразовании. Присутствие вторичного хлорита в условиях близповерхностного залегания может быть индикатором гляциодинамического воздействия (давления) килей дрейфующих ледяных образований на донные отложения. Микротекстуры осадка борозд выпахивания отличаются как на разных полигонах района исследований, так и в пределах одной борозды в зависимости от расположения точки пробоотбора на поперечном профиле морфоскульптуры.

Ключевые слова: борозды выпахивания, донные осадки, нетермостойкий хлорит, гляциодинамическое воздействие, петрографические шлифы, микротекстура. **DOI:** 10.31857/S0024497X24020017, **EDN:** zcdjzk

В настоящее время отсутствует единая стандартизированная система терминологии, описывающая воздействие льда на морское дно. Наиболее универсальными представляются следующие определения процесса ледового выпахивания и образующихся при этом форм микрорельефа: ледовое выпахивание (ледовая экзарация) — деструктивное механическое воздействие льдов на подстилающую поверхность грунта, связанное с динамикой ледяного покрова, его подвижностью, торошением и стамухообразованием под влиянием гидрометеорологических факторов и рельефа прибрежно-шельфовой зоны; борозда ледового выпахивания (ледовоэкзарационная борозда) – отрицательная линейная форма рельефа дна, пляжа или осушки, сформировавшаяся в результате механического воздействия килей перемещающихся ледяных образований [Огородов, 2011].

В Карском море предельная глубина, где в настоящее время возможна экзарация дна морским льдом (торосы и стамухи) составляет 30 ± 5 м. В более глубоководных областях могут быть распространены реликтовые борозды, образованные при более низком положении уровня моря, а также айсберговые борозды (современные или реликтовые). В частности, в рассматриваемой части Карского моря неоднократно документально фиксировались айсберги и обломки айсбергов предположительно новоземельского происхождения [Огородов, 2011].

В западном секторе Российской Арктики айсберговые борозды изучались в основном

на акватории Баренцева моря, для Карского моря информация носит весьма неполный характер [Maznev et al., 2023]. В настоящее время систематизируются и обобщаются данные, полученные в рейсах последних лет по параметрам и районам распространения айсберговых борозд выпахивания в юго-западной части Карского моря, которые задокументированы здесь до глубин 300 м и имеют максимальные размеры до 10 м видимой глубины и до 300 м ширины [Kokin et al., 2023а]. Однако, такие вопросы, как возраст борозд, их происхождение (морской лед или айсберги), исходные размеры и мощность заполняющих их осадков, особенности преобразования осадка и дальнейшего осадконакопления внутри борозд, остаются открытыми.

Борозды выпахивания, оставленные айсбергами, отличаются от следов экзарации прочих ледяных образований большей шириной и глубиной, а также формой — как правило, более близкой к корытообразной, часто с плоским днищем. При этом следует учитывать, что в ряде случаев выровненность днища может быть обусловлена частичным заполнением борозды осадками, которые нивелируют первоначальные неровности. В подобных случаях для выяснения природы борозд необходимо использование комплекса акустических исследований, включающего многолучевое эхолотирование и высокочастотное непрерывное сейсмоакустическое профилирование.

Воздействие ледяных образований на дно сопровождается, помимо выпахивающего эффекта, заметным изменением некоторых физических характеристик и структурно-текстурных особенностей отложений. Выраженность границы ледово-экзарационного воздействия (экзарационного контакта), т.е. поверхности, отделяющей отложения, испытавшие непосредственное воздействие ледяных образований, от более молодых морских осадков, частично или полностью заполняющих борозды (соответственно до- и постэкзарационные отложения), очевидно, зависит от интенсивности такого воздействия, которое, в свою очередь, определяется массой и скоростью движения ледяного образования, и соответственно, глубиной моря и гидрометеорологическими условиями.

Особенно слабо изучены борозды выпахивания на акватории с литолого-минералогической точки зрения в силу того, что отбор керна из относительно узкой борозды является сложной задачей. Исследования деформационных процессов в осадочной среде, сопутствующих ледовой экзарации, включая изучение структурно-текстурных особенностей дои постэкзарационных отложений, а также образование вторичных минералов, чрезвычайно актуальны как в научном, так и в практическом аспекте. Первое обусловлено наличием тесной причинно-следственной связи интенсивности экзарационных процессов и айсбергообразования с палеогеографией позднего плейстоценаголоцена, включая климатические изменения и колебания уровня моря [Nikiforov et al., 2019]. Второе связано с необходимостью оценки геологических рисков для строительства и эксплуатации морских инженерных сооружений (буровых платформ, эстакад, подводных трубопроводов и кабелей) со стороны движущихся ледовых образований в будущем. Определение глубины залегания экзарационного контакта, наряду с данными об абсолютном возрасте осадков и скорости осадконакопления в последующий за ледовой экзарацией период, дает возможность установить время образования борозды и, соответственно, оценить периодичность подобных событий и спрогнозировать вероятность их повторения в будущем.

В зарубежных исследованиях при изучении отложений, образовавшихся в морских, ледниковых и перигляциальных условиях, с успехом применяется микроморфологический анализ, предметом которого является взаимное расположения составных частей осадочной массы, к которым относятся обломочный материал алевритовой, песчаной и гравийно-галечной размерности, тонкодисперсное вещество, поровые и трещинные пространства, а также новообразования [Meer van der, Menzies, 2011]. Данный подход вполне близок структурно-текстурному анализу, более распространенному в отечественных работах. Таким образом, с учетом имеющейся базы микроморфологических проявлений воздействия различных видов ледовой нагрузки [Linch et al., 2012], в данном исследовании анализируются микротекстурные и микроструктурные особенности в петрографических шлифах осадков юго-западной части Карского моря, отобранных как непосредственно в ледовоэкзарационных бороздах, так и на фоновых поверхностях, не нарушенных ледовой экзарацией. Выполнена попытка проследить проявления ледниковой нагрузки в микротекстуре исследуемых отложений на фоновых поверхностях дна, поскольку вопрос о положении границы последнего оледенения на акватории Карского моря остается дискуссионным.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА

В работе использовался материал пробоотбора ударной грунтовой трубкой (УГТ-147), полученный в 51 рейсе НИС "Академик Борис Петров" в августе—сентябре 2022 г. Местоположение станций пробоотбора определялось в ходе рейса по данным акустической съемки дна, которая выполнялась с помощью многолучевого эхолота Seabat T50-ER с частотой сигнала 200 кГц. Обработка данных многолучевой батиметрической съемки проводилась в программном пакете PDS V3.4.7.1.

На борту судна выполнялось первичное литологическое описание отобранных осадочных колонок и измерялось сопротивление осадков недренированному сдвигу (прочность на сдвиг (ПНС), кПа) методом вращательного среза при помощи лабораторной микрокрыльчатки. По возможности, измерения производились в середине литологически однородных горизонтов до 40–50 см или через каждые 20–30 см при мощности однородных горизонтов более 40–50 см.

Микроскопическое исследование материала выполнялось в петрографических шлифах, выполненных из ненарушенных осадочных последовательностей. Изучение минерального состава отдельных гранулометрических фракций проводилось под бинокуляром.

Анализ химического состава отдельных минеральных зерен выполнялся на сканирующем микроскопе TESCAN (аналитик Н.В. Горькова, ГИН РАН).

Глинистые минералы изучались рентгенодифрактометрическим методом во фракции <0.001 мм. Препараты тонкодисперсных частиц были сняты со скоростью 2° 20 в минуту в интервале от 2° до 34° 20 (экспресс-съемка) в воздушно-сухом состоянии, насыщенные этиленгликолем и прогретые при 550°С в течение 2 ч (аналитик Е.В. Покровская, ГИН РАН).

Маркировка осадочных образцов в работе представлена в форме: № колонки_середина интервала пробоотбора в см.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В работе рассматриваются образцы, отобранные в пределах четырех полигонов юго-западной части Карского моря (с юга на север: Байдарацкая губа, центральная часть Западно-Карской области, Восточно-Новоземельский желоб и подводный склон архипелага Новая Земля) из колонок в ледово-экзарационных бороздах (№ колонок – 5115, 5116, 5120, 5122) и на фоновых поверхностях дна (№ колонок – 5123, 5124, 5126) (рис. 1, табл. 1).

По данным акустической съемки были выбраны борозды выпахивания на мелководье (интервал глубин 23–25 м) в осевой части Байдарацкой губы (см. рис. 1, рис. 2а, 2б) и ледово-экзарационные формы в Восточно-Новоземельском желобе на глубине 260–270 м, представляющиеся реликтовыми образованиями (см. рис. 1, 2в, 2г). Колонка 5120 отобрана в борозде (интервал глубин 48–49.5 м), расположенной к северо-западу от месторождения Ленинградское. Выход керна при пробоотборе составил всего 12 см.

В качестве фоновых рассматриваются колонки 5123 и 5124 в Восточно-Новоземельском желобе, близкие к колонке 5122 (см. рис. 2в), и колонка 5126, отобранная на глубине 119 м в непосредственной близости от архипелага Новая Земля. Характеристика пространственного расположения колонок представлена в табл. 1.

Литология и минеральный состав осадков

Для колонок осадков, отобранных на восточном борту Восточно-Новоземельского желоба (5122, 5123, 5124), характерен мощный верхний окисленный слой коричневого цвета. Верхний наилок темно-коричневого цвета сильно обводнен, имеет алеврито-пелитовую структуру и однородную текстуру (мощность около 10 см). Далее следует слой алеврито-пелитовых илов с переслаиванием осадков различных оттенков коричневого, иногда серо- и желто-коричневого цветов (рис. 3).

Ниже залегает слой алеврито-пелитового ила оливково-серого цвета с однородной текстурой, которая осложняется примазками гидротроилита, неравномерно распределенными по слою. Внутри этого горизонта встречаются прослои с изменением цвета осадка. Для колонок 5122 и 5123 — это зеленовато-коричневые прослои. В колонке 5124 встречены 2 прослоя темнокоричневого цвета, который аналогичен цвету поверхностного окисленного слоя.

Данные интервалы маркируются множественными минеральными стяжениями во фракции >0.25 мм. В колонке 5122 (интервал 66–72 см) – это серо-желто-коричневые железистые стяжения пластинчатой и округлой формы. Концентрация железа в них составляет 23% при концентрации марганца 1–3% (табл. 2).

В колонке 5123 верхний прослой (интервал 54-57 см) зеленовато-коричневого



Рис. 1. Маршрут 51 рейса НИС "Академик Борис Петров" и положение станций пробоотбора, рассматриваемых в статье. Рельеф показан по данным IBCAO версии 3. Желтые квадраты — положение полигонов детальной батиметрической съемки, представленных на рис. 2а (1) и 2в (2).

цвета маркируется такими же стяжениями, что и в колонке 5122. В более мощном нижнем прослое (интервал 68–73 см) в песчаной фракции отмечены многочисленные радиальнолучистые агрегаты игольчатых кристаллов вивианита ($Fe_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$), наблюдаются сростки агрегатов и наросты вивианита на других минеральных зернах (см. табл. 2).

Аналогичные агрегаты вивианита были обнаружены в колонке 5124 в диапазоне 148–152 см (рис. 4-3), также единичные агрегаты встречаются в образцах, отобранных

2024

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 2

Колонка	Широта, °с.ш.	Долгота, °в.д.	Геоморфологическое положение	Географическое положение	Глубина моря, м	Длина керна, см
5115	69.09002	67.16803	Осевая часть борозды			90
5116	69.08764	67.17745	Прибортовая часть борозды	центральная часть Байдарацкой губы	23-25	103
5120	72.55947	63.53548	Осевая часть борозды	Центральная часть Западно-Карской области	48-49.5	12
5122	74.31662	62.08508	Осевая часть борозды	Восточный борт		146
5123	74.31526	62.0923	Фоновая поверхность	Восточно-Новоземельского	265-270	265
5124	74.265	61.93667	Фоновая поверхность	желоба		280
5126	75.91817	66.18533	Фоновая поверхность	Северная часть подводного склона арх. Новая Земля	119	128

Таблица 1. Характеристика положения отобранных осадочных колонок на полигонах исследований 51 рейса НИС "Академик Борис Петров"

в интервале 223–280 см. Визуально цвет керна в этих диапазонах не отличается от соседних слоев, зелено-коричневые оттенки отсутствуют, осадок имеет оливково-серый цвет, присутствуют примазки гидротроилита (FeS·H₂O). В интервале с наибольшим количеством гидротроилитных включений (165–223 см) вивианит не встречен.

Агрегаты вивианита из колонок 5123 и 5124 имеют черный цвет и не прозрачны только на поверхности, внутри агрегата кристаллы прозрачные, немного зеленоватые. По данным сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) поверхности агрегатов в их состав входит около 10% углерода (см. табл. 2).

Минеральные маркеры колонки 5124 в диапазонах с темно-коричневым оттенком (102–112 см и 117–122 см), аналогичным оттенку поверхностного окисленного слоя, несколько отличаются. В верхнем прослое встречены рыжие сцементированные агрегаты, вивианит в незначительном количестве, черные битуминозные агрегаты и единичные минеральные трубки-склейки (см. рис. 4–1). В нижнем темно-коричневом прослое отмечены многочисленные трубчатые и сферические минеральные склейки (см. рис. 4–2).

Согласно данным СЭМ в рассматриваемых интервалах преобладают железистые стяжения (см. табл. 2, рис. 4). Концентрации железа высоки и в цементирующем веществе трубчатых и сферических склеек. На рассматриваемых уровнях встречаются также марганцевые стяжения, однако в значительно меньшем количестве. Они имеют темно-коричневый и чернокоричневый цвет (см. табл. 2).

В верхней части южных колонок (5115, 5116), полученных на мелководье в Байдарацкой губе, в минеральном составе песчаной фракции преобладает кварц, выделяются зерна различной степени окатанности. Много разнообразной водорослевой органики, как обломков, так и хорошо сохранившегося раковинного материала. В нижней части колонок сокращается количество материала песчаной размерности, а также органических остатков. Встречаются только обломки раковин двустворок. Цельные раковины, как в вышележащих слоях, отсутствуют. Органический материал в колонках 5115 и 5116, несмотря на их близкое положение, отличается, как и микротекстурные особенности осадков, исследованные в петрографических шлифах. Возможно, это связано с тем, что колонка 5115 отобрана в осевой части борозды, а колонка 5116 — в прибортовой.

Структура осадка алеврито-пелитовая, текстура однородная. Верхний окисленный слой темно-коричневого цвета в осадках южных колонок отсутствует, либо имеет мощность до сантиметра. По разрезу варьируется количество гидротроилита, от редких примазок до крупных пятен и прослоев, делающих осадок темносерым, до черного, в нижней части колонок.

Осадок в колонке 5120 представлен очень плотным глинисто-алевритовым суглинком (с чем и был связан малый выход керна при пробоотборе) серовато-оливкового цвета с однородной текстурой. Выше слоя суглинка лежит слой песков неустановленной мощности, размытый при пробоотборе.

В колонке 5126 поверхностный слой алевритопелитового ила мощностью около 5 см сильно обводнен, имеет серый цвет с коричневатым оттенком. Ниже до конца колонки следует однородный горизонт серого алеврито-пелитового ила с однородной текстурой и редкими примазками



Рис. 2. Рельеф дна в районе станций пробоотбора в Байдарацкой губе (а) и в Восточно-Новоземельском желобе (в). Положение станций пробоотбора на поперечном профиле через ледово-экзарационные борозды (б, г).



Рис. 3. Литологические колонки, отобранные в экзарационных бороздах (5115, 5116, 5120, 5122) и на фоновой поверхности (5123, 5124, 5126).

Структура: 1 – алеврито-глинистый ил, 2 – глинистый ил, 3 – глинисто-алевритовый суглинок, 4 – песок, 5 – грубообломочный материал, 6 – граница между до- и постэкзарационными отложениями в ледово-экзарационных бороздах (экзарационный контакт). Текстура: 1 – однородная, 2 – полосчатая. Анализируемый материал в интервале опробования: 1 – шлих, 2 – шлиф, 3 – глинистая фракция (<0.001 мм), 4 – точки измерения прочности осадка на сдвиг (единица измерения – кПа). Цветовые колонки схематично отображают цвет донных осадков.

гидротроилита. В исследованных образцах встречены раковины фораминифер. Раковины многокамерные, спирально-закрученные. Распределение раковинного материала по осадочному разрезу неравномерно, сохранность и размер раковин также различны. Крупные раковины (в гранулометрической фракции >0.25 мм) хорошей сохранности обнаруживаются в образцах верхней и нижней части колонки. В центральной части колонки (образец 5126_50) сокращается количество средне- и крупнозернистого алеврита, практически исчезает песчаная примесь, раковины фораминифер мелкие, единичные.

Прочность осадка на сдвиг

По данным измерений, прочность на сдвиг (ПНС, C_u , кПа) в изученных отложениях колеблется от <1 до 34 кПа (см. рис. 3, табл. 3). Судя по характеру распределения величин ПНС по разрезу, величина в 1 кПа может считаться

порогом, который делит исследованные отложения с низкой (≤1 кПа; C_u(l)) и высокой (>1 кПа; $C_{\mu}(h)$) прочностью на сдвиг. Характер увеличения ПНС на контакте отложений с низкой и высокой ПНС описывается коэффициентом увеличения ПНС ($C_u(h)/C_u(l)$), который вычисляется как отношение C_u(h) нижележащего горизонта отложений с высокой ПНС к C_u(l) вышележащего горизонта с низкой ПНС (см. табл. 3). В колонках из борозд выпахивания (5115, 5116, 5122) на контакте отложений с низкой и высокой ПНС наблюдается резкий скачок величины ПНС (коэффициент увеличения ПНС колеблется в пределах 3.5-18 и, возможно, даже может достигать 34 в колонке 5120). На фоновых поверхностях (5123, 5124) увеличение ПНС на подобных контактах умеренное (коэффициент увеличения ПНС не превышает 2). Распределение ПНС в колонке фоновой поверхности на подводном склоне Новой Земли (5126) отличается от остальных

келоба.	1_110		.82	.23	.17	.15	.49	.25	.68	.65	.53			.2			.06	.77		.73	508энгидох Эмнэжвтэ
KOFO S	5124		I	0	4.)	7	15		0	0				0			5	4	100	с,	-ондэР
Новоземельс 4е)	5124_120		9.29	0.23	4.18	3.99	13.47	1.33	0.6	0.46	1.24						12.05	53.16	100	3.38	-ондэР эояэнридох эоноругория
к Восточно-Н (см. рис. 4а-	5122_70		5.73	0.12	2.54	22.81	3.15	1.37	2.07		1.08	1.72		0.3		0.18	10.47	48.46	100	0.14	Красно- коричневое стяжение
ита в осадках анирования	5122_70		13.62	0.24	6.47	22.73	1.15	2.37	2.39		1.97						4.89	44.17	100	0.05	-отпэЖ воненоро еинэжвтэ
атов вивиан. кторного ска	5123_70		2.57		1.07	16.07	4.74	5.21	0.25		0.29	11.45					8.22	50.13	100	0.29	тинвиаиЯ
ий и агрег точки эле		8	3.66		1.33	18.11	3.59	2.64	0.2		0.3	6.28			1.71		10.39	51.79	100	0.2	Вивианит тэодьн
ых стяжен ора, 1-8 -	5124	7	0.32		0.21	11.42	5	5.27	0.14			10.06					12.49	55.09	100	0.44	Вивианит котооро
инеральни пробоотбо	120	9	17.07	0.21	6.08	4.98	6.14	0.88	0.36	0.5	0.85						9.18	53.75	100	1.23	склээрическая склейка
жащих ми нтервала і	5124	5	4.52		1.25	29.16	1.78		0.35		0.43						12.87	49.64	100	0.06	гатврдубтал вибрубита
Mn-содер редина ин		4	6.4	0.17	2.42	12.87	4.7	2.37	0.39		0.7	5.43					11.2	53.35	100	0.37	
тав Fe-и лонки_се		ю	7.17	0.18	3.19	16.53	3.78	2.42	0.51	0.37	0.8	6.79					8.31	49.95	100	0.23	тинвиаи
тный сос ца: № ко.	5124	2	7.86	0.14	2.88	26.37	1.84	1.04	1.4	0.3	1.2	3.31					7.67	45.99	100	0.07	
2. Элемен вка образ		1	11.3	0.14	4.35	12.83	0.37	1.08	1.89	0.49	1.54	2.46	0.18	0.21			10.18	52.98	100	0.03	-отпэЖ 508энридох 504энрис
Таблица : Маркиро	,тнэмэлЄ % .эвм		Si	Ti	AI	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	К	Ъ	As	Cu	S	CI	C	0	Σ, %	Mn/Fe	эпняэппО

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ №2

2024

150

колонок. Здесь измерениями не были выявлены отложения с низкой ПНС. Так же обращает на себя внимание колонка 5116 из прибортовой части борозды в Байдарацкой губе, где дважды наблюдается переслаивание горизонтов отложений с низкой и высокой ПНС, т.е. здесь имеется два контакта отложений с резким увеличением ПНС: верхний и нижний.

В нижней части колонок 5122, 5123 ниже границы увеличения ПНС (резкого в первом случае и постепенного — во втором) значительно увеличивается количество материала песчаной размерности, а также количество грубообломочного материала, что может служить индикатором субгляциальной (подледниковой) среды осадконакопления в данном интервале. Соответствуя по своим структурно-текстурным характеристикам ледниковым диамиктонам, залегающие ниже данной границы отложения могут являться позднеплейстоценовыми.

Микротекстурные особенности

В Байдарацкой губе микротекстуры донных осадков отличны для разрезов, полученных в различных частях одной борозды. В осадочных последовательностях колонки 5115, расположенной в осевой части борозды, прослеживаются многочисленные структурно-текстурные неоднородности. На границе резкого увеличения ПНС (рис. 5-1) отмечаются множественные, ориентированные в одном направлении дугообразные формы выстраивания минеральных зерен. В линейно ориентированном расположении зерен присутствуют микроразрывы со смещением. Ниже по разрезу (см. рис. 5-2) зоны скопления крупнозернистого материала имеют форму типа "будинаж", что указывает на процесс растяжения осадка [Carr, 2001]. Безъядерные ротационные структуры или турбаты, выделяемые в нижней части разреза (см. рис. 5-3) являются индикаторами нагрузки при сдвиге. Виды деформаций в осадке колонки 5115 свидетельствуют об их хрупко-пластическом типе. Микроморфологические проявления деформации выделялись в соответствии с их классификацией для осадков борозд выпахивания [Linch et al., 2012].

Микротекстурные особенности образцов колонки 5116 отражают пластический тип деформации в прибортовой части борозды. Тонкодисперсное органическое вещество окрашивает осадок зонально, формируя текстуры потоков (см. рис. 5-4) в промежуточном (залегающем между горизонтами с высокой ПНС) горизонте отложений с низкой ПНС (интервал 45-73 см). Ниже по разрезу, под кровлей второго (от поверхности дна) горизонта отложений с высокой ПНС, наблюдаются микроскладчатые образования (см. рис. 5-5) с неоднородным распределением линз песчаного материала и тяготением их к гребневой зоне складки. Тело складки окрашено тонкодисперсным органическим веществом. В нижней части колонки (см. рис. 5-6), среди окрашенного органическим веществом обломочного материала отмечаются зоны линейной ориентации минеральных зерен. Присутствуют безъядерные ротационные структуры.

В микроморфологии осадков колонки, полученной в ледово-экзарационной борозде (5122) на восточном борту Восточно-Новоземельского желоба, наблюдаются иные закономерности. Выше границы резкого увеличения ПНС осалки сложены преимущественно материалом пелитовой размерности. Включения алевритовой и песчаной размерности не многочисленны, имеют линзовидный характер либо не ориентированное распределение. Ниже данной границы количество алевритового и песчаного материала резко возрастает. Внутри тонкодисперсного матрикса он образует несцементированные агрегаты с круговой ориентацией зерен, которые можно классифицировать как ротационные структуры [Linch et al., 2012]. По данным [Linch, Dowdeswell, 2016], подобные структуры не свойственны для осадков ледово-экзарационных борозд, но характерны для субгляциальных отложений, либо для осадков борозд выпахивания, сформированных в ледниковых тиллах. Однако микроморфологические исследования отложений ледово-экзарационной борозды в Байдарацкой губе это не подтверждают.

В контексте возможного воздействия (давления) ледникового льда на верхний слой донных осадков и в качестве индикатора субгляциальных условий стоит также рассмотреть явление микроштриховки, обнаруженное в петрографических шлифах образцов фоновых колонок 5124 и 5126.

Интервал с выявленной микроштриховкой (196–200 см) в колонке 5124 соответствует диапазону с наибольшим количеством гидротроилитных включений (165–223 см). Содержание алевритовой и песчаной фракций мало, положение крупнозернистого материала внутри глинистого матрикса носит линзовидный характер (рис. 6а, 6б). Штрихи имеют несколько направлений ориентировки, заполнены внутри материалом пелитовой размерности (см. рис. 6а). В отраженном свете проявляются следы перемещения отдельных минеральных зерен внутри осадка (см. рис. 6в).

№ колонки	Горизонт, см	Глубина измерения, см	Измеренная ПНС (C _u), кПа	Расчленение колонки по ПНС	Коэффициент увеличения ПНС C _u (h)/C _u (l)	Глубина залегания контакта отложений с низкой и высокой ПНС, см
5115	14-49.5	30	<1	C _u (l)	4.5	49.5
	49.5-90	60	4.5	C _u (h)		
		80	7			
5116	1-16	11	<1	C _u (l)	3.5	16
	16-45	25	3.5	C _u (h)		
	45-73	60	<1	C _u (l)	5.8	73
	73-103	95	5.8	C _u (h)		
5122	3-34	24	<1	C _u (l)	18	136
	34-71	49	<1			
	71-136	85	1			
		115	<1			
	136-146	142	18	C _u (h)		
5123	10-27	23	<1	C _u (l)	2	$\sim \! 145$
	27-76	50	<1			
	76-198	98	<1			
		131	<1			
		161	2	C _u (h)		
		190	2			
	198-265	206	4			
		213	3.7			
		238	9			
		265	10			
5124	7-35	32	<1	C _u (l)	2	164
	35-94	60	<1			
		89	<1			
	94-165	105	<1			
		131	<1			
	165-223	168	2	C _u (h)		
		189	3			
		220	4			
	223-280	250	7			
		271	8			
5120	1-12	6	34	C _u (h)	_	1(?)
5126	5(?)-111	17	4	C _u (h)	_	0-5(?)
		42	5			
		67	6			
		86	4			
		103	4			
	111-128	117	4			

Таблица 3. Результаты измерения прочности осадка на сдвиг (ПНС, кПа)



Рис. 4. Железосодержащие минеральные агрегаты в различных интервалах колонки 5124 во фракции >0.25 мм: 105–110 см (*I*), 117–122 см (*2*), 147–152 (*3*) – под бинокуляром.

a—e— сканирующая электронная микроскопия отдельных зерен из соответствующих интервалов. Данные об атомарном процентном содержании элементов в точках сканирования, обозначенных на фотографиях красным шрифтом, представлены в табл. 2. Условные обозначения структур см. рис. 3.

В образце из нижней части колонки 5126 (84-88 см) штриховка выражена цветовой микрополосчатостью (см. рис. 6г-6з). Возможно, это связано с высоким содержанием битуминозного вещества в образце, которое дает окрашивание по направлению действующего давления. Полосы располагаются неравномерно (см. рис. 6г, 6д), проходят по поверхности крупнозернистых включений (см. рис. 6з), что свидетельствует об их формировании уже после осадкообразования. В петрографических шлифах образцов выше и ниже рассматриваемого слоя микроштриховка отсутствует, либо наблюдаются единичные штрихи. В целях обнаружения проявлений микроштриховки в осадочных последовательностях шлифы выполнялись как в продольной, так и в поперечной плоскостях данных образцов.



Рис. 5. Микроморфология образцов донных осадков, отобранных в осевой (колонка 5115) и прибортовой (колонка 5116) частях ледово-экзарационной борозды в Байдарацкой губе.

Интервалы для изготовления петрографических шлифов, колонка 5115: *1* – 49–52 см, *2* – 77–79 см, *3* – 86–90 см; колонка 5116: *4* – 57–62 см, *5* – 73–77 см, *6* – 98–100 см. Цветом обозначены следующие структурно-текстурные особенности: красный пунктир – линия ориентировки линейного расположения минеральных зерен, оранжевый пунктир – линия дугообразной ориентировки минеральных зерен, желтый – круговая ориентировка минеральных зерен (ротационная структура), голубой – линзы крупнозернистого песчаного материала, черный – зоны окрашивания тонкодисперсным органическим веществом. Стрелками обозначены микроразрывные нарушения.

Слоистые силикаты

По результатам рентгено-дифрактометрических исследований глинистого материала (<0.001 мм) в образцах ниже контакта отложений с низкой и высокой ПНС в колонках из борозд выпахивания выявлено наличие нетермостойкого хлорита (рис. 7). Для сравнения исследовались образцы, отобранные выше и ниже границы резкого увеличения ПНС (см. рис. 3), иногда в непосредственной близости друг от друга, как в колонке 5122. В образцах, отобранных в ледово-экзарационных бороздах выше данной границы, а также в образцах фоновых колонок, независимо от значений ПНС, на дифрактограммах рефлексы хлорита при прокаливании сохраняются (см. рис. 7).

В петрографическом шлифе образца 5122_127 (выше границы) хлорит имеет признаки привнесенного. Хорошо видно, что положение его обломков аналогично обломкам кварца. Обломочный материал песчаной размерности имеет вид линзовидных включений в окружающем



Рис. 6. Явление микроштриховки в образце 5124_198: петрографический шлиф, проходящий свет с анализатором (а) и без анализатора (б), отраженный свет, квадраты *1, 2, 3* (в); в образце 5126_86: петрографический шлиф проходящий свет с анализатором (г, е) и без анализатора (д, ж, з); е, ж – увеличенный фрагмент, выделенного участка.



Рис. 7. Данные рентгено-дифрактометрической экспресс-съемки тонкодисперсных препаратов в трех состояниях: I – воздушно-сухом (природном), II – насыщенном этиленгликолем, III – прокаленном при T = 550°C. Цвет линии: красный – препараты выполнены из материала в нижней части колонки с высокой прочностью на сдвиг, зеленый – материал верхней части колонки с низкой прочностью на сдвиг, фиолетовый – материал из зон с выраженной микроштриховкой. Черной стрелкой отмечено отсутствие пика хлорита при прокаливании в образцах ниже границы предполагаемого экзарационного воздействия в колонках из экзарационных борозд (5122, 5116). 5124, 5126 – фоновые колонки. Черной стрелкой для колонки 5126 отмечено проявление пика смектита при насыщении этиленгликолем в нижних образцах и его отсутствие в верхнем.



Рис. 8. Образцы 5122_127 и 5122_137, взятые в непосредственной близости от экзарационного контакта. Образец 5122_127 (выше контакта), петрографический шлиф, проходящий свет с анализатором (а, в) и без анализатора (б, г); в, г – увеличение выделенного фрагмента на рис. 8а. Образец 5122_137 (ниже контакта), петрографический шлиф, проходящий свет с анализатором (д, ж) и без анализатора (е, з); ж, з – увеличенный фрагмент на границе зон с различной размерностью и ориентацией зерен обломочного материала, обозначенный на рис. 8е цифрой 1. Хл – хлорит, Кв – кварц, Гл – глауконит. глинистом матриксе (рис. 8а, 8б). Обломки хлорита располагаются внутри песчаных линз, а также приурочены к зонам трещин, между ними и породой наблюдаются свободные пространства, зерна рассечены трещинками (см. рис. 8в, 8г). Этот хлорит, вероятно, сохранился в процессе переноса и, соответственно, имеет достаточно сформированную устойчивую структуру, которая остается неизменной при прокаливании.

В петрографическом шлифе образца 5122 137 (ниже границы) хлорит приурочен к более проницаемым участкам с обломками песчаной размерности, заключенным в мелкообломочной основной массе (см. рис. 8д, 8е). Участки хорошо выделяются по различной ориентировке смешанослойных глинистых образований. Видно, что хлорит заполняет свободные пространства в обломке и образует "комковатые" выделения, состоящие из отдельных "тонких игл" – формы, характерные для новообразований (см. рис. 8ж, 8з). Возможно, поэтому их структура не термостойка. Можно также отметить, что выделения хлорита располагаются преимущественно в граничных зонах гранулометрически различающихся участков, как бы оконтуривая ротационные структуры.

Для колонок, отобранных в Байдарацкой губе, комковатые новообразования хлорита иногда встречаются в зонах линейного и дугообразного ориентирования зерен в нижней части колонок, а также в ротационных структурах. По данным рентгено-дифрактометрического анализа в этих образцах также отмечена нетермостойкость структуры хлорита, в отличие от вышележащих (см. рис. 7). Отсутствие пика хлорита при прокаливании препарата глинистой фракции выявлено и в образце плотного суглинка колонки 5120.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В исследованных образцах осадков восточного борта Восточно-Новоземельского желоба обнаружены аутигенные минералы (гидротроилит, вивианит) и новообразования (кварцевые склейки трубчатой и сферической формы, бурые и рыжие "корки", плотные желто-коричневые стяжения), которые маркируют слои, выделяющиеся по цвету. Ведущую роль в их образовании играет железо.

Полученные результаты микроскопических исследований в отдельных гранулометрических фракциях и петрографических шлифах подтверждают наблюдаемую ранее противоположность распределения вивианита и гидротроилита [Rothe et al., 2016; Murdmaa et al., 2023], что связано с соотношением сульфидной серы и двухвалентного железа в иловых водах: избыток железа по отношению к сере препятствует осаждению гидротроилита и облегчает соединение железа с фосфат-ионом, который высвобождается при бактериальном разложении органического вещества (OB).

Вивианит образуется в условиях восстановительной среды. Цвет минерала может служить индикатором окислительно-восстановительных условий в осадке. В неизмененном виде кристаллы бесцветны, прозрачны или светлых оттенков, при частичном окислении на воздухе приобретают зеленовато-синий или синий оттенок до черного [Бетехтин, 2018].

Разница цветов внутри и на поверхности исследованных агрегатов вивианита может свидетельствовать о наличии на их поверхности углеводородных пленок, что подтверждается и результатами электронного сканирования (содержание углерода в точках сканирования на поверхности агрегатов составило около 10%). В петрографических шлифах видно, что вивианит тяготеет к трещинным пространствам также, как и OB, о чем свидетельствует более темный цвет трещинных оторочек. В недавних исследованиях вивианита прибрежноморских отложений показывается связь аутигенеза вивианита с анаэробным бактериальным окислением метана [Egger et al., 2015].

Исследования железомарганцевых конкреций (ЖМК) в различных районах Карского шельфа ведутся достаточно давно [Батурин, 2011]. По данным геохимических исследований в железистой и марганцевой фазах ЖМК Карского моря был сделан вывод о сходстве комплекса элементов с пелагическими конкрециями океана, при пониженном содержании рудных элементов в конкрециях Карского моря [Батурин и др., 2016].

Описанным в данной работе микростяжениям соответствуют характерные для конкреций мелководных шельфовых морей комплекс элементов и диапазоны их концентраций. В составе железистых стяжений присутствует фосфор, который установлен в составе как железистой, так и марганцевой фаз более крупных ЖМК Карского моря, причем железистая фаза обогашена фосфором в два раза относительно марганцевой [Батурин и др., 2016]. Среди микроэлементов встречаются мышьяк (железистые стяжения) и медь (в стяжениях, обогащенных как марганцем, так и железом). Другие микроэлементы, а также редкоземельные элементы, описанные ранее в составе ЖМК Карского моря Богданов и др., 1994; Батурин, 2011; Батурин и др., 2016], в рассматриваемых стяжениях не встречены.

По данным СЭМ в составе железомарганцевых стяжений и цементирующего вещества минеральных склеек также, как и в составе агрегатов вивианита, присутствует углерод. По результатам исследования ОВ в составе ЖМК северо-восточной части Карского моря [Шульга и др., 2017] выявлена интересная закономерность: для образцов ЖМК, обогащенных марганцем (Mn/Fe = 2.38 в среднем) превалирует вклад терригенной органики в состав OB. В железистых образцах (Mn/Fe = 0.2 в среднем) OB имеет преимущественно морское биогенное происхождение.

Повышенный коэффициент увеличения ПНС (3.5-18) на контакте отложений низкой и высокой ПНС в колонках из борозд выпахивания, вероятнее всего, связан с деформацией отложений в результате гляциодинамического воздействия движущихся килей ледяных образований. Это подтверждается микротекстурами хрупко-пластических и пластических деформаций в толще отложений до 25-40 см ниже рассматриваемого контакта в колонках из борозд выпахивания. Кроме того, только ниже контакта отложений низкой и высокой ПНС в колонках из борозд выпахивания наблюдается нетермостойкость структуры хлорита, в то время как в фоновых колонках и в бороздах выше контакта структура хлорита при прокаливании остается неизменной.

Исследование состава глинистых минералов, выполненное для осадочного материала, отобранного непосредственно в бороздах выпахивания выше и ниже границы резкого увеличения ПНС, интересно в контексте изучения преобразований осадка на начальном этапе диагенеза в нормальных условиях.

Новообразование хлорита по зонам нарушений ранее описывалось для тектонических зеркал скольжения, когда при перемещении крыльев в сместителе разрывов происходит разогрев и создается аномальное давление. Это приводит к динамокатагенезу и динамометаморфизму с новообразованием хлорита, серицита и других минералов [Юдин, 2013].

В рассматриваемом случае интересен факт присутствия новообразованного хлорита в определенном слое приповерхностных осадков, не прошедших необходимых стадий постседиментационных изменений и находящихся в условиях поверхностных температур. Нетермостойкость хлорита проявляется только для образцов ниже предполагаемой границы стрессового давления, обусловленного ледовой экзарацией. Таким образом, контакт отложений с низкой и высокой ПНС в бороздах выпахивания является экзарационным контактом. Отложения, залегающие ниже контакта, представляют собой доэкзарационные отложения, деформированные в результате гляциодинамического воздействия движущимся килем ледяных образований. ПНС таких отложений может варьировать от 3.5 до 34 кПа. Отложения, залегающие выше контакта, представляют собой постэкзарационные отложения, заполняющие исходную форму борозды. ПНС данных отложений не превышает 1 кПа.

"Проработка" осадочного материала в ходе перемещений ледника, проявившаяся в явлении микроштриховки, не приводит к перестройке глинистых минералов, структура хлорита при прокаливании остается устойчивой (см. рис. 7, фиолетовые кривые).

Во всех рассматриваемых колонках состав глинистых минералов довольно близок. Это смектит, слюда, хлорит и каолинит (см. рис. 7). Только в колонке 5126 в образце 5126_20 отсутствует смектит, затем вниз по разрезу его количество постепенно увеличивается (см. рис. 7).

Мощность заполнения борозд постэкзарационными отложениями является функцией времени существования борозды, которое зависит от скорости осадконакопления. Из четырех проанализированных борозд мощность заполнения может быть оценена только в трех, т.к. в колонке 5120 осадочный материал, который, вероятно, представлял собой постэкзарационные отложения, был вымыт в процессе подъема грунтовой трубки. Учитывая возможность вымывания и/или разрушения осадков верхней части колонки в ходе пробоотбора с использованием ударной грунтовой трубки [Кондратенко, Неизвестнов, 2003], приведенные ниже оценки мощности заполнения борозд постэкзарационными отложениями являются минимальными.

В колонке 5116 (из прибортовой части борозды Байдарацкой губы) наблюдаются 2 контакта отложений с низкой и высокой ПНС. Однако положение точки пробоотбора вблизи борта борозды вместе с наличием пластических деформаций в промежуточном горизонте с низкой ПНС (см. рис. 5–4) позволяет считать, что в заполнении этой колонки, помимо прочего, принимали участие оползневые отложения с борта. Поэтому исходным экзарационным контактом следует считать нижний контакт отложений с низкой и высокой ПНС, выше которого лежат постэкзарационные отложения, деформированные оползневым блоком с борта борозды. В таком случае, верхний контакт является кровлей оползневого блока, который состоит из доэкзарационных отложений, деформированных в ходе гляциодинамического воздействия движущимся килем ледяного образования, но смещенных со своего исходного положения в результате оползневых процессов. Общая мощность заполнения борозды в районе колонки 5116 составляет 73 см вместе с оползневым блоком, толщина которого составляет около 30 см, т.е. мощность отложений, накопленных в ходе нормальной седиментации, равна 43 см. В колонке 5115 (осевая часть борозды) мощность постэкзарационных отложений достигает 50 см. По сути, колонки 5115 и 5116 располагаются в одновозрастной системе борозд, сформированных одним и тем же ледяным образованием. Полученные минимальные оценки мощностей, 50 и 43 см, близки и соответствуют представлениям о заполнении борозды осадками вдоль поперечного профиля, когда максимальная мощность отложений достигается в осевой части борозды, а к бортам она уменьшается.

В районе Байдарацкой губы имеются оценки скорости осадконакопления в борозде выпахивания и ее возраста с помощью метода неравновесного свинца [Kokin et al., 2023b]. Возраст борозды, располагающейся на глубине около 35 м перед входом в Байдарацкую губу, составил 1810±30 AD. С момента ее образования в борозде накопилось около 70 см постэкзарационных отложений при средней скорости осадконакопления около 0.33 см/год. Стоит отметить, что скорость осадконакопления на фоновой поверхности за последние 100 лет была в 2 раза меньше (около 0.16 см/год). Если допустить, что в изученной борозде из Байдарацкой губы (колонки 5115, 5116) средняя скорость осадконакопления была такой же, как в борозде перед входом в губу (0.33 см/год), то ее возраст может быть как минимум около 150 лет (~1870 AD).

Борозда Восточно-Новоземельского желоба (колонка 5122) имеет мощность постэкзарационных отложений не менее 135 см. Это максимальная мощность постэкзарационных отложений среди изученных колонок. По некоторым оценкам, борозды в этом районе сформировались в ходе трансгрессии после последнего ледникового максимума, когда происходило разрушение шельфового ледника, полностью перекрывавшего Восточно-Новоземельский желоб [Миронюк, Иванова, 2018; Рыбалко и др., 2020]. Если эта оценка возраста верна, то средняя скорость осадконакопления в борозде 5122 должна быть не более 0.01 см/год, что в 33 раза меньше, чем в борозде перед входом в Байдарацкую губу [Kokin et al., 2023b]. По имеющимся оценкам, скорость селиментации в Восточно-Новоземельском желобе в верхних 15-30 см в точках. ближайших к колонке 5122, может быть как 0.25 ± 0.12 см/год, так и 0.9±0.14 см/год [Русаков и др., 2019]. Учитывая, что эти скорости получены для фоновых поверхностей, в бороздах Восточно-Новоземельского желоба скорость осадконакопления, как это ни странно, может быть даже больше, чем в бороздах Байдарацкой губы. Это может объясняться различием в глубине моря. На мелковолье Байдарацкой губы могут происходить периодические размывы дна, связанные с экстремальными штормами. В желобе же их влияние благодаря существенной глубине моря сведено к нулю. Здесь происходит направленная седиментация без периодических размывов. В случае, если скорости осадконакопления в бороздах Восточно-Новоземельского желоба близки к значениям 0.25-0.33 см/год, возраст изученной борозды может оказаться не послеледниковым, а позднеголоценовым (минимум 400 л.н.). Но тогда возникает вопрос, какой ледник при современном уровне моря мог быть источником для айсберга с килем более 270 м, принимая во внимание тот факт, что желоб является замкнутой котловиной с максимальной глубиной на входе не более 100 м? Другими словами, с таким строением котловины при современном уровне моря айсберг, достающий до дна на глубине более 260 м, мог появиться только внутри желоба.

Различие микротекстур осадков в ледовоэкзарационных бороздах на исследуемых полигонах указывает на преимущественно пластический тип деформации при ледовой экзарации в мелководных условиях Байдарацкой губы. Для колонки в прибортовой части борозды в петрографических шлифах выявлены следующие микроморфологические проявления деформации осадка: микроскладчатые образования, текстуры потоков, линейная ориентировка расположения минеральных зерен. Для колонки в осевой части борозды: микроразрывные нарушения, линейная и дугообразная ориентировка расположения минеральных зерен, будинаж и ротационные структуры.

Множественные ротационные структуры в осадке ниже экзарационного контакта в борозде на борту Восточно-Новоземельского желоба являются индикатором значительного ледового давления на исследуемый слой относительно вышележащих горизонтов и осадков борозд Байдарацкой губы. Граничные зоны между ротационными структурами и тонкодисперным материалом вмещающего матрикса маркируются комковатыми новообразованиями хлорита. Отсутствие значительного давления во время ледовой экзарации в Байдарацкой губе можно предположить и по выявленным закономерностям изменения по разрезу величины ПНС. Для борозд Восточно-Новоземельского желоба и центральной части юго-запада Карского моря значения ПНС возрастают ниже экзарационного контакта в несколько десятков раз. Между до- и постэкзарационными отложениями в Байдарацкой губе столь резкий скачок ПНС отсутствует, что может свидетельствовать о существенно меньшем размере ледяного образования, сформировавшего эту борозду.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе исследованы литолого-минералогические особенности осадков ледовоэкзарационных борозд и фоновых поверхностей на четырех полигонах в юго-западной части Карского моря.

В осадках восточного борта Восточно-Новоземельского желоба ведущую роль в формировании аутигенных новообразований (кварцевые склейки трубчатой и сферической формы, бурые и рыжие "корки", плотные желто-коричневые стяжения) и минералов (гидротроилит, вивианит) играет железо. Можно сделать вывод о разнообразии микробиальных сообществ на разных уровнях осадочного разреза.

По данным изменения по разрезу прочности осадка на сдвиг, в ледово-экзарационных бороздах определена глубина залегания экзарационного контакта (как минимум до 135 см). Для борозд Восточно-Новоземельского желоба и центральной части Западно-Карской области характерен резкий скачок величины ПНС между до- и постэкзарационными отложениями. Отсутствие столь резкого изменения ПНС осадков на границе в борозде в Байдарацкой губе может объясняться существенно меньшими размерами айсберга (или другого ледяного образования) по сравнению с айсбергами, формировавшими борозды в глубоководных районах юго-западной части Карского моря.

Микротекстурные индикаторы деформаций осадка в бороздах выпахивания также указывают на отсутствие значительного давления при образовании исследованной борозды в Байдарацкой губе. Микротекстуры осадка ледово-экзарационных борозд отличаются как на разных полигонах района исследований, так и в пределах одной борозды в зависимости от расположения точки пробоотбора на поперечном профиле (осевая и прибортовая части борозды). Присутствие новообразованного хлорита в осадке исследованных борозд выпахивания ниже экзарационного контакта свидетельствует о том, что в процессе ледовой экзарации создаются условия, делающие возможным вторичное минералообразование, для которого требуются определенные постседиментационные преобразования осадка в условиях повышенных температур и давления. Таким образом, присутствие вторичного хлорита в условиях близповерхностного залегания может быть индикатором гляциодинамического воздействия (давления) килей дрейфующих ледяных образований на донные отложения.

Проявление микроштриховки в образцах колонок фоновых поверхностей, не нарушенных ледовой экзарацией, в совокупности с изменением по разрезу гранулометрического состава и прочности на сдвиг, может служить индикатором ледникового воздействия в районе приновоземельских полигонов исследования.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена за счет гранта Российского научного фонда (проект № 21-77-20038, ГИН РАН, https://rscf.ru/project/21-77-20038/). Микроскопические исследования в петрографических шлифах выполнялись в рамках темы государственного задания ГИН РАН № FMMG-2022-0001. Измерения прочности осадка на сдвиг выполнялись в рамках темы госзадания ИО РАН № FMWE-2021-005.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Батурин Г.Н. Вариации состава железомарганцевых конкреций Карского моря // Океанология. 2011. Т. 51. № 1. С. 153–161.

Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т., Новигатский А.Н. Фазовое распределение элементов в железомарганцевых конкрециях Карского моря // ДАН. 2016. Т. 471. № 3. С. 334–339.

Бетехтин А.Г. Курс минералогии: учебное пособие / Науч. ред. Б.И. Пирогов, Б.Б. Шкурский / 4-е изд., испр. и доп. М.: ИД КДУ, 2018. 736 с.

Богданов Ю.А., Горшков А.И., Гурвич Е.Г. и др. Железомарганцевые конкреции Карского моря // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 789–800.

Кондратенко А.В., Неизвестнов Я.В. Сравнительная оценка сохранности глубоководных грунтовых проб, поднятых на борт судна различными пробоотборниками // Труды НИИГА-ВНИИОкеангеология. Т. 198. Морские инженерно-геологические исследования. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003. С. 90–98.

Миронюк С.Г., Иванова А.А. Микро- и мезорельеф гляциального шельфа Западно-Арктических морей в свете новых данных // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2018. № 76. С. 41–58. *Огородов С.А.* Роль морских льдов в динамике рельефа береговой зоны. М.: Изд-во МГУ, 2011. 173 с.

Русаков В.Ю., Борисов А.П., Соловьева Г.Ю. Скорости седиментации (по данным изотопного анализа ²¹⁰Pb и ¹³⁷Cs) в разных фациально-генетических типах донных осадков Карского моря // Геохимия. 2019. Т. 64. № 11. С. 1158–1174.

Рыбалко А.Е., Миронюк С.Г., Росляков А.Г. и др. Новые признаки покровного оледенения в Карском море: мегамасштабная ледниковая линейность в Восточно-Новоземельском желобе // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2020. Вып. 7. С. 175–181.

Шульга Н.А., Дроздова А.Н., Пересыпкин В.И. Железомарганцевые конкреции Карского моря: связь органического вещества с рудными элементами // ДАН. 2017. Т. 472. № 6. С. 697–700.

Юдин В.В. Надвиговые и хаотические комплексы. Симферополь: ИТ "АРИАЛ", 2013. 250 с.

Carr S. Micromorphological criteria for discriminating subglacial and glacimarine sediments: evidence from a contemporary tidewater glacier, Spitsbergen // Quaternary International. 2001. V. 86. P. 71–79.

Egger M., Jilbert T., Behrends T. et al. Vivianite is a major sink for phosphorus in methanogenic coastal surface sediments // Geochim. Cosmochim. Acta. 2015. V. 169. P. 217–235.

Kokin O., Maznev S., Arkhipov V. et al. The distribution of maximum ice scour sizes by sea depth at the seabed of the Barents and Kara Seas / Proceedings of the International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, POAC, Glasgow, UK, 12–16 June 2023. Glasgow, UK, 2023a. P. 1–11.

Kokin O., Usyagina I., Meshcheriakov N. et al. Pb-210 Dating of Ice Scour in the Kara Sea // J. Mar. Sci. Eng. 2023b. V. 11. 1404.

Linch L.D., Meer van der J.J.M., Menzies J. Micromorphology of iceberg scour in clays: Glacial Lake Agassiz, Manitoba, Canada // Quaternary Science Reviews. 2012. V. 55. P. 125–144.

Linch L.D., Dowdeswell J.A. Micromorphology of diamicton affected by icebergkeel scouring, Scoresby Sund, East Greenland // Quaternary Science Reviews. 2016. V. 152. P. 169–196.

Maznev S.V., Kokin O.V., Arkhipov V.V., Baranskaya A.V. Modern and relict evidence of iceberg scouring at the bottom of the Barents and Kara seas // Oceanology. 2023. V. 63. P. 84–94.

Meer van der J.J.M., Menzies J. The micromorphology of unconsolidated sediments // Sedimentary Geology. 2011. V. 238. P. 213–232.

Murdmaa I.O., Ovsepyan E.A., Ivanova E.V., Iakimova K.S. Granulated vivianite in the Cambridge strait, Franz Josef Land (Barents Sea) // Lithology and Mineral Resources. 2023. V. 58. № 4. P. 311–316.

Nikiforov S.L., Ananiev R.A., Libina N.V. et al. Ice Gouging on Russia's Arctic Shelf // Oceanology. 2019. V. 59. P. 422–424.

Rothe M., Kleeberg A., Hupfer M. The occurrence, identification and environmental relevance of vivianite in waterlogged soils and aquatic sediments // Earth-Science Reviews. 2016. V. 158. P. 51–64.

LITHOLOGICAL AND MINERALOGICAL CHARACTERISTIC OF THE BOTTOM SEDIMENTS IN THE AREAS OF ICE SCOURING IN THE SOUTH-WESTERN KARA SEA

E. A. Sukhikh^{1, *}, O. V. Kokin¹, A. G. Roslyakov^{2, 3}, R. A. Ananiev², V. V. Arkhipov¹

¹Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia

²Shirshov Institute of Oceanology of RAS, Nakhimovsky prosp., 36, Moscow, 117997 Russia

³Faculty of Geology, Moscow State University, Leninskie Gory, 1, Moscow, 119991 Russia

*e-mail: sukhikh_ea@mail.ru

Sedimentary material sampled in the western Kara Sea both directly in the ice scours and on the background surfaces not disturbed by ice scouring has been studied. Based on the results of research of the physical properties and lithological and mineralogical features of bottom sediments in the ice scours, the bedding depth of the ice gouging impact boundary (ploughing contact) was identified. According to X-ray diffraction analysis of the <0.001 mm fraction, in the samples obtained below this boundary, in contrast to the overlying samples, chlorite has non-heat-resistant structure, which, together with the results of microscopic studies in thin sections, indicates its neoformation. The presence of secondary chlorite in near-surface conditions may be an indicator of the glaciodynamic impact (pressure) of iceberg keels on bottom sediments. The microstructures of the ice scour sediments differ both on the different polygons of the study area and within the same scour, depending on the location of the sampling point on the transverse profile of the morphosculpture.

Keywords: ice scours, bottom sediments, non-heat-resistant chlorite, glaciodynamic impact, thin sections, microstructure.

УДК 550.424

ИЗМЕНЕНИЕ СОСТАВА РАСТВОРА ПРИ ЕГО ПРОХОЖДЕНИИ ЧЕРЕЗ ОСАДОЧНЫЙ ПОКРОВ В ЦЕНТРЕ СОВРЕМЕННОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ (ХРЕБЕТ ХУАН ДЕ ФУКА, ТИХИЙ ОКЕАН, СКВАЖИНА ОДР 858В)

©2024 г. В. Б. Курносов*, Ю. И. Коновалов, О. И. Окина, К. Р. Галин

Геологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

*e-mail: vic-kurnosov@rambler.ru Поступила в редакцию 11.07.2022 г. После доработки 22.09.2023 г. Принята к публикации 03.11.2023 г.

В статье приведены результаты изучения изменения состава гидротермального раствора при его прохождении через плейстоценовые осадки из скважины ODP 858В глубиной 38.6 м, которая пробурена в северном сегменте Срединной Долины хребта Хуан де Фука, на гидротермальном поле "Dead Dog", в 20 м от гидротермального источника с температурой 276°С. Установлено влияние осадков Толщ I, IIB, IID из этой скважины на изменение состава раствора в процессе взаимодействия раствор–осадки. Наибольшее влияние на состав раствора произошло при его выражено в обогащении раствора большим количеством химических элементов. Показано возможное изменение состава раствора в процессе взаимодействия раствор осадки в процессе взаимодействия с осадками Толщ IIB и IID в высокотемпературных условиях (200–350°С), которое выражено в обогащении раствора большим количеством химических элементов. Показано возможное изменение состава раствора в процессе взаимодействия раствор–осадки при его

Ключевые слова: океанская гидротермальная система, хребет Хуан де Фука, изменение состава раствора, взаимодействие раствор—осадки, глубоководное бурение, гидротермальные источники. **DOI:** 10.31857/S0024497X24020021, **EDN:** zbzuks

Срединно-океанические хребты находятся на большом расстоянии от континентов, которые являются основными источниками осадочного материала. Осевые зоны этих хребтов не перекрыты осадочным чехлом и горячие растворы разгружаются на дне, которое сложено базальтами. Напротив, океанические хребты, расположенные вблизи континентов, перекрыты четвертичными осадками мощностью в сотни метров. В них, в центрах спрединга, конвективные гидротермальные системы охватывают как кристаллический фундамент, так и осадочный покров, в котором в процессе взаимодействия вода-порода, происходит изменение вещественного состава осадков и химического состава растворов. Наиболее интенсивно этот процесс проявлен на участках осадочного покрова, расположенных рядом с гидротермальными источниками, в зонах подъема горячих растворов с последующей их разгрузкой на дне в виде "черных курильщиков".

Способ определения влияния осадочного покрова на изменение состава гидротермальных рудообразующих растворов, мигрирующих через него в зоне подъема горячего раствора и разгружающегося на дне в виде "черного курильщика", был предложен Ю.А. Богдановым с соавторами [Богданов, Сагалевич, 2002; Богданов и др., 2006]. Это влияние было ими определено по разнице между составом гидротермального источника на 27° с.ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) в южном троге впадины Гуаймас Калифорнийского залива, заполненного плейстоценовыми осадками мощностью около 600 м, и составом гидротермального источника на 21° с.ш. ВТП, где нет осадочного чехла. Предложенный способ основан на допущении, что состав раствора, поступающего из базальтового фундамента в осадочный покров в южном троге впадины Гуаймас, и химический состав раствора гидротермального источника на 21° с.ш. ВТП схожи. Этот способ не точен. В то же время, возможная ошибка будет систематической при оценке изменения химического состава гидротермального раствора при его прохождении через весь осадочный покров в гидротермальных системах разных хребтов северо-восточной части Тихого океана, что позволит проводить сравнение изменения в них состава раствора, прошедшего через осадочный покров, с использованием единого репера.

Исследование с использованием химического состава гидротермального источника на 21° с.ш. ВТП было проведено на фланге гидротермальной системы также в южном троге впадины Гуаймас Калифорнийского залива, где пробурена скв. DSDP 477/477А глубиной 272 м [Блинова, Курносов, 2015; Курносов, Блинова, 2015], которая находится на значительном расстоянии от гидротермального источника, примерно в 300 м от него [Богданов и др., 2006]. В этой скважине высокотемпературная зона с температурой около 300°С установлена в интервале 184–272 м [Сиггеу et al., 1982; Kelts, 1982; Блинова, Курносов, 2015].

Таким образом, в первом случае [Богданов, Сагалевич, 2002; Богданов и др., 2006] есть гидротермальный источник, но нет рядом скважины, а во втором случае [Блинова, Курносов, 2015; Курносов, Блинова, 2015], напротив, есть глубоководная скважина, но нет рядом гидротермального источника. Для полного комплексного исследования необходим объект, на котором есть и "черный курильщик", и скважина, пробуренная около него.

Такому условию удовлетворяет район в Срединной Долине хребта Хуан де Фука с осадочным покровом мощностью 250–300 м, где на гидротермальном поле "Dead Dog" впервые в океане рядом с гидротермальным источником пробурена скв. ОDP 858В. Она расположена в 20 м от источника с температурой 276°С [Currey et al., 1982].

На сегодняшний день на объекте, на котором глубоководная скважина пробурена рядом с "черным курильщиком", изменение состава рудообразующих растворов при их прохождении через осадочный покров и в процессе взаимодействия раствора с осадками, находящимися в непосредственной близости от канала подъема горячего флюида с последующей разгрузкой на дне, не изучена. Оценка привноса/выноса химических элементов дана лишь для одного образца на весь 38-метровый разрез осадков (скв. ODP 858B) [Goodfellow, Peter, 1994]. Кроме того, количество вовлеченных в изучение микроэлементов было ограничено возможностями того времени метода рентгено-флюоресцентного анализа, редкоземельные элементы не были изучены.

Статья посвящена оценке изменения химического состава раствора в процессе его взаимодействия с осадками при его прохождении через осадочный покров в центре спрединга, в осадках непосредственно прилегающих к каналу подъема гидротермального флюида в гидротермальной системе, расположенной в северном сегменте Срединной Долины хребта Хуан де Фука, где на гидротермальном поле "Dead Dog" рядом находятся "черный курильщик" с температурой 276°С и скв. ODP 858В глубиной 38.6 м, пробуренной в плейстоценовых осадках.

Основные задачи, на решение которых направлена статья.

1. Определить возможное изменение химического состава гидротермального раствора при его прохождении через весь осадочный покров мощностью 250–300 м по разнице химического состава гидротермального источника, находящегося рядом со скв. ОDP 858В на гидротермальном поле "Dead Dog", и химического состава гидротермального источника на 21° с.ш. ВТП, где нет осадочного чехла.

2. Установить изменение средних содержаний химических элементов в гидротермально измененных осадках в Толщах I, IIB и IID и оценить влияние каждой из них на заключительном этапе изменения состава раствора при его прохождении в верхней части разреза осадочного покрова, пробуренного скважиной ODP 858B на глубину 38.6 м.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Содержание макроэлементов в плейстоценовых осадках из скв. ОDP 858В, пробуренной рядом с гидротермальным источником, а также в неизмененных осадках из скважин ODP 855А, С, D, определено рентгено-флюоресцентным методом (РФА) в лаборатории химикоаналитических исследований в Геологическом институте РАН. Содержание в осадках микроэлементов, включая редкоземельные элементы (РЗЭ), определено методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП МС) в лаборатории ядерно-физических и масс-спектральных методов анализа в Институте проблем технологии микроэлектроники и особочистых материалов РАН.

Просмотр петрографических шлифов проведен в оптическом микроскопе BIOptic-100.

Гранулометрический анализ: пелитовые фракции (<0.001 мм и 0.01–0.001 мм) были выделены из осадков методом отмучивания в стеклянных цилиндрах; фракция <0.001 мм — слив верхних 7 см суспензии через каждые 24 часа; фракция 0.01-0.001 мм — слив верхних 10 см суспензии через каждые 20 мин; фракции алевритовые (0.05-0.01 мм и 0.1-0.05 мм), песчаные (0.25-0.1 мм, 0.5-0.25 мм, 1-0.5 мм), а также фракция размерностью >1 мм, получены ситованием остатков образца после полного выделения из него пелитовых фракций.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Срединная Долина хребта Хуан де Фука (рис. 1а) является тектономагматической структурой среднескоростного спрединга (58 мм/год) [Davis et al., 1992; Davis, Villinger, 1992]. В ней расположено гидротермальное поле "Dead Dog"

размером 800 · 400 м с высоким тепловым потоком (до 835 мBr/m^2) и с 15 гидротермальными металлоносными источниками на лне с температурой от 268 до 276°С [Davis, Villinger, 1992]. В районе гидротермального поля в Срединной Долине накопилось 250-300 м плейстоценовых гемипелагических осалков с релкими прослоями листальных турбидитов [Davis et al., 1992]. На этом гидротермальном поле в 20 м от гидротермального источника с температурой 276°С расположена скв. ОDP 858В (см. рис. 1б), пробуренная в осадочном покрове до глубины 38.6 м (рис. 2). Эта скважина первая. пробуренная в океане в непосредственной близости от "черного курильщика". В ней на глубине 19.5 м замерена температура 197°С [Davis et al., 1992] и установлен высокий температурный градиент 10°С/м [Buatier et al., 1994; Frü-Green et al., 1994].



Рис. 1. Структурно-тектоническая схема Срединной Долины хребта Хуан де Фука в северо-восточной части Тихого океана [Davis et al., 1992], стрелки показывают направление движения плит (а) и расположение скважин ODP 858A, B, C, D, F, G, гидротермальных источников и гидротермальных холмов в районе гидротермального поля "Dead Dog" [Davis et al., 1992] (6).

1 – ОDР скважины, 2 – гидротермальные источники, 3 – акустический край гидротермального поля, 4 – границы гидротермальных отложений.





1 – металлоносные осадки; 2 – сульфиды; 3 – алеврито-глинистые гемипелагические осадки.

Скважины ODP 855А, С, D расположены у подножия восточного борта Срединной Долины в районе с низким тепловым потоком. Эти скважины пробурены в неизмененных фоновых осадках с поровой холодной морской водой [Davis et al., 1992].

Осадки из скважин, которые были пробурены в рейсе 139 ОДР, участники рейса разделили на Толщи I, IIA, IIB, IIC, IID, III, IV [Davis et al., 1992]. Их состав определен во время рейса при визуальном описании керна и при изучении в оптическом микроскопе. Осадки из скв. ОDP 858В они разделили на Толщи I, IIB, IID, III, IV (см. рис. 2).

Толща I (1.97—10.41 м и 12.70—25.31 м) — неизмененные осадки, состоящие из глины, алеврита, песчанистого алеврита, редких тонких прослоев алевритовых тонкозернистых песков (дистальные турбидиты), содержат слюду, амфиболы, циркон, в небольших количествах локально присутствуют пирит, кальцит, глауконит, непрозрачные рудные минералы и биогенные компоненты (фораминиферы, диатомеи, радиолярии, наннофоссилии).

Толща IIB (25.31–31.83 м) – брекчированные гемипелагические аргиллиты с редкими прослоями дистальных тонкозернистых турбидитов. В осадочных породах встречены ангидрит и карбонаты, локальные концентрации сульфидов (около 2% объема осадка).

Толща IID (31.83–38.60 м) – окремненные, гидротермально измененные аргиллиты и алевролиты, содержат рассеянный пирит (до 5%), примесь кварца, полевых шпатов, слюды, цеолита, жилки ангидрита. Небольшие редкие пустоты заполнены ангидритом. Локально встречается примесь сфалерита, цоизита, эпидота.

Толща III (0–1.97 м) перекрывает Толщу I и состоит из металлоносных глинистых осадков, сформированных около гидротермального источника. Возможно, эти осадки представляют смесь измененных теплых гемипелагических осадков с металлоносными образованиями, и сформировались в результате взаимодействия гидротермального флюида "черного курильщика" с морской водой. Нижний контакт Толщи III с Толщей I резкий.

Сульфидная Толща IV (10.41–12.70 м) находится внутри Толщи I.

В данной статье для решения задачи 2 были изучены Толщи I, IIB, IID.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В статье приняты условные границы интенсивности изменения (увеличение или уменьшение) содержания химических элементов в гидротермально измененных осадках и в измененном растворе по сравнению с их содержаниями в неизмененных фоновых осадках и в растворе гидротермального источника: слабая (меньше, чем в 2 раза), средняя (в 2–4 раза), сильная (больше чем в 4 раза).

Измененный состав раствора, прошедший через осадочный покров

Для определения возможного изменения состава раствора, прошедшего через осадочный покров, были использованы результаты изучения состава гидротермального источника на 21° с.ш. ВТП [Von Damm et al., 1985; Гурвич, 1998] и гидротермального источника, расположенного в 20 м от скв. ОDP 858В на гидротермальном поле "Dead Dog" в Срединной Долине хребта Хуан де Фука [Butterfield et al., 1994], а также состава источника на гидротермальном поле ASHES на хребте Хуан де Фука [Rona, Trivett, 1992] (табл. 1).

В гидротермальном источнике на гидротермальном поле "Dead Dog", который расположен в 20 м от скв. ODP 858B, после того как раствор прошел через осадочный покров мошностью 250-300 м, произошло в разной степени изменение концентраций химических элементов по сравнению с их содержанием в гидротермальном источнике на 21° с.ш. ВТП, где нет осадочного чехла (табл. 2, рис. 3). В нем сильно уменьшилось содержание Fe, Mn, Cu, Zn, уменьшилась также концентрация Ва, Рb, но в меньшей степени (средней интенсивности изменения содержания химических элементов). Установлено небольшое уменьшение содержания Si, Li, а также слабое уменьшение содержания К. Раствор сильно обогатился Са и в меньшей степени Sr (на среднем уровне интенсивности изменения содержания химических элементов). В растворе слабо увеличилось содержание Br. Без изменения в нем осталось содержание Mg, Na, Rb.

Сильных изменений в концентрациях РЗЭ в растворе не произошло. В растворе на среднем уровне интенсивности изменения содержания химических элементов увеличились содержания Gd, Dy, Er, Yb. Слабо увеличились концентрации Ce, Nd, Sm, содержание Eu слабо уменьшилось (табл. 3, рис. 4).

Изменения в осадках Толщ I, IIB и IID средних содержаний химических элементов, концентрации которых определялись и в гидротермальных источниках

К этим химическим элементам относятся Si, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Br, Li, Cu, Zn, Rb, Sr, Ba, Pb, P3Э (см. рис. 3, 4).

В осадках верхней части Толщи I, расположенных в интервале 1.97–10.41 м в скв. ОDP 858В (см. рис. 2), в целом средние содержания химических элементов изменены слабо. Слабо Таблица 1. Средний состав гидротермальных источников, расположенных рядом со скважиной 858В, хребет Хуан де Фука, гидротермальное поле "Dead Dog" (1) и на 21° с.ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия (2)

Гипротермоли инго	(1)	(2)
источники	Температура	Температура
	276°C	273–355°C
Элемент		
Br	86 мг/кг	69 мг/кг
В	19 мг/кг	5.6 мг/кг
Li	3.85 мг/кг	6.9 мг/кг
Rb	2.7 мг/кг	2.5 мг/кг
Sr	23 мг/кг	7.3 мг/кг
Ba	2.1 мг/кг	7.9 мг/кг
Cu	0.06 мг/кг	1.45 мг/кг
Zn	0.08 мг/кг	5.3 мг/кг
Mn	3.5 мг/кг	51 мг/кг
Fe	0.84 мг/кг	88 мг/кг
Si	284 мг/кг	510 мг/кг
Na	9 г/кг	10.5 г/кг
K	0.73 г/кг	0.95 г/кг
Mg	0 г/кг	0 г/кг
Ca	3,2 г/кг	0.69 г/кг
Pb	23 мкг/кг	56 мкг/кг
La		207 нг/кг
Ce	*621 нг/кг	354 нг/кг
Nd	*314 нг/кг	220 нг/кг
Sm	*65 нг/кг	47 нг/кг
Eu	*213 нг/кг	395 нг/кг
Gd	*73 нг/кг	36 нг/кг
Dy	*46 нг/кг	25 нг/кг
Er	*21 нг/кг	8.6 нг/кг
Yb	*16 нг/кг	5.8 нг/кг
Lu		0.88 нг/кг

Примечание. * – Гидротермальный источник с температурой 283–328°С, хребет Хуан де Фука (ASHES).

увеличилась в них концентрация Mg, Ca, Cu, Pb и слабо уменьшилось содержание Fe, Na, Br, Li, Sr (см. рис. 3). Без изменения остались концентрации Si, Mn, K, Zn, Rb, Ba (см. рис. 3). Концентрации РЗЭ остались без изменения (см. рис. 4).

Таким образом, в осадках верхней части Толщи I появились только начальные признаки перераспределения химических элементов в системе взаимодействия вода-порода, которые выражены в слабом увеличении в них средних содержаний Mg, Ca, Cu, Pb, Eu и слабом уменьшении средних содержаний Fe, Na, Br, Li, Sr.

Т	Ант		Si	Е	Mn	Mg	Ca	Na	K	Br	Li	Cu	Zn	Rb	Sr	Ba	Pb
	MCHI			MT/KT			Γ/F	Ð					MF,	/KT			
		Гидр	отермал	пьные и	тньотэ	лки ряд	OM CO C	жв. 858	B, xpe	бет Хуа	н де Ф	ука					
			284	0.84	3,5	0	3.2	6	0.73	86	3.85	0.06	0.08	2.7	23	2.1	23
			Pe_{Π}	ер: Гид	ротерм	альныс	е источ	ники н	a 21° c.	.m. BT	П						
			510	88	51	0	0.69	10.5	0.95	69	6.9	1.45	5.3	2.5	7.3	7.9	56
Qeasson		Lound	Si	Fe	Mn	Mg	Са	Na	К	Br	Li	Cu	Zn	Rb	\mathbf{Sr}	Ba	Pb
Ооразец	Скважина	IOJIIIA				%							MK	Γ/Γ			
2182	858B	RR d	25.51	4.78	0.08	3.88	2.71	2.05	2.10	39.0	39.4	144	141	54.9	176	668	19.6
ZT-46A		I рхн тэр	21.60	3.47	0.09	4.89	5.41	1.94	1.59	20.5	27.8	36.2	92.8	62.9	149	552	10.6
Среднее содержание		н ləa	23.56	4.12	0.09	4.39	4.06	2.00	1.85	29.8	33.6	90.1	117	58.9	162	610	15.1
Реперы:																	
2859	855A	Ι	24.22	6.05	0.11	2.55	2.96	3.00	1.98	52.3	53.2	65.7	140	52.7	297	735	12.8
2862	855C	Ι	26.82	5.37	0.09	2.43	2.56	2.91	1.60	24.9	37.1	49.4	94.4	52.6	283	538	9.1
Среднее содержание			25.52	5.71	0.10	2.49	2.76	2.96	1.79	38.6	45.2	57.6	117	52.7	290	636	11.0
2951	858B	В	29.46	4.68	0.50	2.81	0.50	1.97	0.95	8.0	32.1	50.8	115	62.5	130	1071	17.0
2952] RHJ ATC	31.08	4.34	0.05	2.96	0.73	1.60	1.12	9.0	34.7	101.3	128	47.4	78	246	19.2
2184		овн ЖИІ [28.16	4.46	0.07	4.49	0.82	2.32	1.50	34.0	31.3	50.6	280	55.6	80	296	10.0
Среднее содержание		4	29.57	4.49	0.21	3.42	0.68	1.96	1.19	17.0	32.70	67.6	174	55.20	96	537	15.4
Реперы:																	
2859	855A	Ι	24.22	6.05	0.11	2.55	2.96	3.00	1.98	52.3	53.2	65.7	140	52.7	297	735	12.8
2868	855D	Ι	25.94	5.36	0.09	2.99	2.65	2.42	1.97	19.1	50.9	45.1	114	68.3	264	521	12.0
Среднее содержание			25.08	5.70	0.10	2.77	2.80	2.71	1.98	35.7	52.0	55.4	127	60.5	281	628	12.4
2185	858B		20.28	3.79	0.16	16.71	0.94	1.01	0.07	30.0	20.2	4.6	73.6	2.5	33	12	2.6
2186			19.25	3.58	0.17	18.79	0.96	0.82	0.07	37.0	40.4	7.9	52.7	1.7	31	29	5.0
Среднее содержание		IIB	19.77	3.68	0.16	17.75	0.95	0.9	0.07	33.5	30.3	6.2	63.2	2.1	32	20	3.8
Реперы:																	
2864	855C		26.77	5.30	0.08	2.50	2.43	2.51	1.83	19.1	47.3	46.4	104	42.6	225	420	10.1
2868	855D		25.94	5.36	0.09	2.99	2.65	2.42	1.97	19.1	50.9	45.1	114	68.3	264	521	12.0
Среднее содержание			26.36	5.33	0.09	2.74	2.54	2.45	1.9	19.1	49.1	45.8	109	55.4	245	470	11
2955	858B	IID	34.61	3.44	0.05	6.00	0.17	0.19	0.05	6.1	17.6	2.4	47.5	1.3	6.7	20.8	0.43
Реперы:																	
2863	855C	Ι	26.85	4.82	0.09	2.20	3.19	3.04	1.62	27.7	38.7	42.8	103	52.1	327	625	10.3
2866	855D	Ι	27.04	5.26	0.07	2.44	2.54	2.69	1.61	17.6	38.3	39.9	105	39.7	244	418	11.1
Среднее содержание			26.94	5.04	0.08	2.32	2.86	2.86	1.61	22.7	38.5	41.4	104	45.9	286	522	10.7

168

КУРНОСОВ и др.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 2 2024



Рис. 3. Спайдерграммы. Средние содержания петрогенных элементов и микроэлементов в гидротермально измененных осадках из скважины 858В, нормированные по среднему составу неизмененных осадков из скважин 855А, С, D, и средний состав гидротермального источника, расположенного рядом со скважиной 858В, нормированного по среднему составу гидротермальных источников на 21° с.ш. ВТП.

1–4 – осадки из скважины 858В: 1 – Толща I (верхняя часть), 2 – Толща I (нижняя часть), 3 – Толща IIB, 4 – Толща IID; 5 – гидротермальный источник.

<u>В осадках нижней части Толщи I</u>, в интервале 12.70—25.31 м, изменение средних содержаний химических элементов проявлено немного лучше, чем в осадках верхней части Толщи I, но для большинства элементов осталось также слабым.

В них слабо увеличилась концентрация Si, Mn, Mg, Cu, Zn, Pb и слабо уменьшилось содержание Fe, Na, K, Br, Li, без изменения осталось меньшее количество элементов, только Rb и Ba (см. рис. 3, 4). На уровне средней интенсивности изменения содержания химических элементов уменьшилась концентрация Ca и Sr (см. рис. 3).

Концентрации РЗЭ слабо сократились, кроме содержания Eu, которое уменьшилось на среднем уровне интенсивности изменения химических элементов (см. рис. 4).

<u>В осадках Толщи IIB</u>, в интервале 25.31–31.83 м, сильно увеличилось содержание Mg и сильно уменьшилось содержание K, Cu, Rb, Sr, Ba, на уровне средней интенсивности изменения содержания химических элементов в них сократилось содержание Ca, Na, Pb (см. рис. 3).

В этих осадках слабо увеличилось содержание Mn, Br и слабо уменьшилась концентрация Si, Li, Zn. Не осталось неподвижных элементов в осадках Толщи IIВ среди рассмотренных макроэлементов и микроэлементов (см. рис. 3).

Концентрации РЗЭ остались без изменения, кроме Eu, содержание которого сильно уменьшилось (см. рис. 4).

<u>В осадках Толщи IID</u>, в интервале 25.31—31.83 м произошло еще более сильное изменение химического состава, которое в основном проявилось в уменьшении концентраций химических элементов.

Сильно уменьшилось содержание Са, Na, K, Cu, Rb, Sr, Ba, Pb. Следует отметить, что в осадках Толщи IID количество элементов, концентрация которых сильно сократилась, заметно больше, чем в осадках Толщи IIB. В осадках Толщ IID и IIB одинаково сильно уменьшилось содержание только K, Cu, Rb, Sr, Ba (см. рис. 3). В осадках Толщи IID в меньшей степени (на уровне средней интенсивности изменения содержания химических элементов) произошло уменьшение содержания Br (см. рис. 3).

Содержание Fe, Mn, Li, Zn слабо уменьшилось, неподвижных элементов, как и в осадках Толщи IIB, не осталось (см. рис. 3).

хреоет Хуан де Фука																
Элемент, 1	HL/KL		La	Ce	Pr	ΡN	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Но	Er	Tm	Yb	Lu
		Гид	ротерм	альные	источн	нки хр	e6er Xy	ан де Ф	ука (A	SHES)						
				621		314	65	213	73		46		21		16	
		. –,	Peпер:	Гидрот	зрмалы	ные ист	очники	і на 21°	с.ш. В	ГП						
				354		220	47	395	36		25		8.6		5.8	0.88
Элемент, 1	MKT/T		La	Ce	Pr	ΡN	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Но	Er	Tm	Yb	Lu
Образец	Скважина	Толща														
2182	858B	RR d	21.50	46.20	5.00	20.20	4.30	1.00	4.00	0.60	3.50	0.70	2.10	0.30	2.10	0.33
ZT-46A		I hxg tor	19.20	37.20	4.40	18.40	4.10	1.40	4.20	0.64	3.90	0.84	2.10	0.31	1.90	0.29
Среднее содержание		н [эя	20.40	41.70	4.70	19.30	4.20	2.20	4.10	0.62	3.70	0.77	2.10	0.30	2.00	0.31
	-	-			реперы	для 218	32, ZT-4	I6A	-	-		-	-	-		
2859	855A	Ι	15.30	30.90	3.80	15.70	3.60	0.90	3.50	0.60	3.20	0.70	1.90	0.30	1.90	0.28
2862	855C	I	16.87	37.51	4.60	19.51	4.56	1.25	4.49	0.73	4.36	0.90	2.76	0.38	2.53	0.40
Среднее содержание			16.10	34.20	4.20	17.60	4.10	1.05	4.00	0.66	3.80	0.80	2.40	0.35	2.20	0.34
2951	858B	RR d	15.00	30.90	3.60	13.00	2.50	0.40	2.10	0.30	1.70	0.40	1.10	0.20	1.20	0.18
2952		І тэр	10.70	21.70	2.60	9.80	2.30	0.37	2.00	0.32	1.90	0.41	1.10	0.18	1.20	0.19
2184		ь ин	9.50	23.90	2.80	11.40	2.70	0.30	2.60	0.40	2.40	0.50	1.60	0.20	1.60	0.25
Среднее содержание			11.70	25.50	3.00	11.40	2.50	0.37	2.20	0.34	2.00	0.44	1.27	0.20	1.33	0.21
				Р	сперы	для 295	1, 2952,	2184								
2859	855A	I	15.30	30.90	3.80	15.70	3.60	0.90	3.50	0.60	3.20	0.70	1.90	0.30	1.90	0.28
2868	855D	Ι	18.10	37.60	4.60	18.30	4.10	1.00	4.00	0.60	3.60	0.70	2.20	0.30	2.10	0.32
Среднее содержание			16.70	34.25	4.40	17.00	3.80	1.00	3.60	0.60	3.40	0.70	2.00	0.30	2.00	0.30
2185	858B	IIB	15.90	42.40	4.90	19.60	4.00	0.08	3.20	0.49	2.70	0.55	1.50	0.23	1.50	0.22
2186			24.60	54.30	6.10	23.30	4.50	0.10	4.10	0.60	3.40	0.70	2.10	0.30	2.00	0.28
Среднее содержание			20.20	48.40	5.50	21.40	4.20	0.10	3.60	0.54	3.00	0.62	1.80	0.20	1.80	0.25
			-	-	Репер	ы для 2	185, 218	9			-	-	-	-		
2864	855C	I	17.00	34.90	4.30	18.10	4.10	1.00	4.00	0.60	3.60	0.80	2.20	0.30	2.20	0.34
2868	855D	Ι	18.10	37.60	4.60	18.30	4.10	1.00	4.00	0.60	3.60	0.70	2.20	0.30	2.10	0.32
Среднее содержание			17.60	36.20	4.40	18.20	4.10	1.00	4.00	0.60	3.60	0.80	2.20	0.30	2.20	0.33
2955	858B	IID	3.10	11.60	1.80	8.00	2.00	0.06	1.80	0.29	1.80	0.37	0.98	0.15	0.89	0.13
					Per	перы дл	я 2955									
2863	855C	I	17.10	34.20	4.30	17.60	3.90	1.00	3.70	0.60	3.30	0.70	2.10	0.30	2.00	0.29
2866	855D	Ι	16.00	34.60	4.20	17.40	3.90	1.00	3.90	0.60	3.60	0.70	2.20	0.30	2.10	0.32
Среднее содержание			16.60	34.40	4.20	17.50	3.90	1.00	3.80	0.60	3.40	0.70	2.20	0.30	2.00	0.30

170

Таблица 3. Средние содержания редкоземельных элементов в гидротермальных источниках и в осадках из скважин 858В и 855A, C, D, океанический

КУРНОСОВ и др.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 2 2024



Рис. 4. Спайдерграммы. Средние содержания редкоземельных элементов в гидротермально измененных осадках из скважины 858В, нормированные по среднему составу неизмененных осадков из скважин 855А, С, D, и средний состав гидротермального источника, расположенного рядом со скважиной 858В, нормированный по среднему составу гидротермальных источников на 21° с.ш. ВТП.

1–4 – осадки из скважины 858В: 1 – Толща I (верхняя часть), 2 – Толща I (нижняя часть), 3 – Толща IIB, 4 – Толща IID; 5 – гидротермальный источник.

Увеличение содержания проявилось только для Mg (на уровне средней интенсивности изменения содержания химических элементов) и слабо увеличилось содержание Si (см. рис. 3).

Концентрации части легких РЗЭ уменьшились на уровне средней интенсивности изменения содержания химических элементов, содержание Еu сильно уменьшилось, как и в осадках Толщи IIB (см. рис. 4).

Таким образом, основные изменения содержания химических элементов произошли в осадках Толщ IIB и IID.

Изменения в осадках Толщ I, IIB и IID средних содержаний химических элементов, концентрации которых не определялись в гидротермальных источниках

Спайдерграммы изменения средних содержаний петрогенных элементов и микроэлементов в осадках из Толщи I (верхняя часть), Толщи I (нижняя часть), Толщи IIB, Толщи IID из скв. ОDP 858B сделаны по данным, приведенным в табл. 4, и показаны на рис. 5. <u>В осадках верхней части Толщи I</u> концентрации всех изученных химических элементов или слабо увеличились (P, S, F, I, Cs, Ta, W, Bi, U), или слабо уменьшились (Ti, Al, Sc, V, Cr, Co, Ni, Ga, As, Ag, Cd, Sb), содержания остальных элементов (Be, Y, Zr, Nb, Hf, Tl, Th) остались без изменения (см. рис. 5).

<u>В осадках нижней части Толщи I</u> на уровне средней интенсивности изменения содержаний химических элементов увеличилось содержание S, As, Sb, U. Содержание остальных элементов или слабое, или осталось без изменения (см. рис. 5). Без изменения остались концентрации F, Zr, Nb, Hf, Ta, Tl, Bi, Th.

<u>В осадках Толщи IIB</u> сильно уменьшилось содержание P, Cd, Cs, на уровне средней интенсивности изменения содержаний химических элементов в них уменьшилось содержание Tl. Одновременно в них сильно увеличилось содержание I и Mo (см. рис. 5).

Изменение содержания остальных элементов или слабое, или осталось без изменения (см. рис. 5). Без изменения остались концентрации Cr, Ni, Ga, Zr, Nb, Ag, Hf.

в гидротерма		НИКАХ	Ë	14	٩	υ	Ĺ	-	Do	دی د		ţ	Č	ïZ	č	v	>	, r	
Образец	Скважина	Толща -		ة ح	-	2	-	-	ba	36	>	5	3		0 Ca	ŝ	-	7	
				%		1	1	1			1		MKT/T		!				
2182	858B	RI	0.52	7.60	0.12	0.56	0.06	15.0	1.6	14.6	128	73.7	15.5	34.6	17.3	1.2	22.7	114	10.1
ZT-46A		I атэр Васть	0.39	7.06	0.08	0.31	0.04	2.5	1.2	11.0	117	59.0	17.0	40.6	13.6	4.1	23.8	85	7.1
Среднее		h Iəa					0	0		0				ļ				0	
содержание		[0.46	7.33	0.10	0.44	0.05	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	1.4	12.8	122	66.4	16.2	37.6	15.4	2.6	23.2	100	8.6
_	_	_	-	_	-	-	Реперь -	7 КГД I	182, ZI	-46A	_	_	-	-	_			_	
2859	855A	Ι	0.51	8.51	0.07	0.33	0.03	8.6	1.4	16.6	171	78.0	22.8	58.8	19.1	6.9	21.0	83.5	7.4
2862	855C	I	0.55	8.33	0.07	0.14	0.02	2.5	1.2	22.5	163	94.9	22.1	52.8	17.6	4.0	25.6	113	9.0
Среднее				č		0		C L	, ,	((L L		ر ر			
содержание			SC.U	8.42	0.0/	0.24	0.03	00.0	L.J	0.61	10/	80.4	77.4	4.00	18.3	0. 4	23.3	78.2	8.2
2951	858B	RR ď	0.43	7.49	0.05	1.10	0.02	2.5	1.3	14.4	118	68.7	7.6	27.7	14.1	20.0	9.5	91	8.9
2952		и ижн Г	0.34	6.34	0.06	0.88	0.02	2.5	1.0	10.3	111	60.6	7.1	28.6	13.5	25.3	10.8	87	7.8
2184		Ъ ИН	0.50	7.34	0.08	0.48	0.04	2.5	1.1	18.0	146	79.4	15.3	45.1	14.1	11.2	14.1	92	8.0
Среднее																			
содержание			0.43	7.06	0.06	0.82	0.03	2.5	1.1	14.2	125	69.69	10.0	33.8	13.9	18.8	11.5	90	8.2
						Ч	еперы ,	для 29;	51, 2952	2, 2184									
2859	855A	Ι	0.51	8.51	0.07	0.33	0.03	8.6	1.4	16.6	171	78.0	22.8	58.8	19.1	6.9	21.0	83.5	7.4
2868	855D	Ι	0.53	8.39	0.08	0.13	0.03	2.5	1.4	18.4	140	77.9	19.3	45.9	19.8	6.6	22.9	104	8.8
Среднее			C 5 0	0 15	20.0	20.02	0.02	2 60	-	2 21	751	0.01	010	7 C3	10.1	0 9			0
одсржанис 2105	020		20.0 CC 0	01-0	10.0	710	100	00.0 4 C		15.0	101	0.01	0.12	7.7C	4.0C	0.0 7	7 27	0.76	0.11
C817	9868		0.23	00.0	10.0	0.10	10.0	C.2	0./	e.ci	171	0/.7	17.8	C.65	C.U2	4.J	13.0	171	11.8
2186			0.38	7.16	0.01	0.30	0.01	30.0	1.0	15.9	131	88.7	12.7	45.8	16.9	4.1	20.8	114	12.6
Среднее содержание		IIB	0.30	6.38	0.01	0.23	0.01	16.3	0.9	15.9	126	78.0	12.8	42.6	18.7	4.2	17.2	118	12.2
I	_			-			Репер	нд для	2185, 2	868					-				
2864	855C	Ι	0.56	8.51	0.08	0.17	0.02	2.5	1.5	17.1	169	76.6	17.8	43.4	18.7	5.3	23.5	117	9.2
2868	855D	Ι	0.53	8.39	0.08	0.13	0.03	2.5	1.4	18.4	140	77.9	19.3	45.9	19.8	6.6	22.9	104	8.8
Среднее			220	0 15	000	0.15	000	v C	-	0	151		7 01	777	C 01	U y	r f	110	00
содержание			CC.U	0.40	00	CL.U	0.02	C.2	Т. Т.	1/.0	+CI	7.11	10.0	44.0	19.2	0.0	7.02	110	٧.٧
2955	858B	IID	0.21	3.83	0.01	0.01	0.02	2.5	0.33	5.6	59.9	32.4	6.5	33.3	6.2	1.3	10.0	99	4.6
_	_	-	-	-	-	-	Pe	перы д	ля 295;	-	-	-	-	-	-	-		-	
2863	855C	Ι	0.51	8.16	0.08	0.34	0.03	2.5	1.3	16.0	149	64.7	17.3	47.8	17.7	5.4	21.6	101	7.9
2866	855D	Ι	0.53	8.28	0.08	0.44	0.02	2.5	1.2	17.5	151	70.1	16.6	37.3	17.1	13.3	22.8	106	7.8
Среднее солержание			0.52	8.20	0.08	0.39	0.02	2.5	1.2	16.8	150	67.4	17.0	42.6	17.4	9.4	22.2	103	7.8

172 Таблица 4. Средние содержания макроэлементов и микроэлементов в осадках Толщи I из скв. 858В, содержание которых не изучено

КУРНОСОВ и др.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 2 2024

Окончание	
4	
Таблица	

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	Nº 2	2024	

0640000			Mo	Ag	Cd	Sb	Cs	Ηf	Ta	W	TI	Bi	Th	N
Ооразец	Скважина	IOJIII						MKI	·/r					
2182	858B	RR d	1.3	0.19	0.07	0.51	4.66	3.1	0.7	1.04	0.39	0.39	6.7	2.3
ZT-46A		I HXq TƏb	2.7	0.09	0.17	0.48	3.98	2.2	0.5	0.90	0.34	0.15	4.0	2.6
Среднее содержание		н ЭЯ	2.0	0.14	0.12	0.50	4.30	2.7	0.6	0.96	0.36	0.27	5.3	2.4
				Репер	ы для 2]	182, ZT-4	46A							
2859	855A	I	1.7	0.23	0.34	0.78	3.97	2.2	0.50	0.75	0.39	0.16	4.8	1.9
2862	855C	I	1.0	0.11	0.12	0.68	2.80	3.3	0.57	0.79	0.37	0.14	4.9	1.7
Среднее содержание			1.3	0.17	0.23	0.73	3.40	2.8	0.53	0.77	0.38	0.15	4.8	1.8
2951	858B	RR d	2.4	0.5	0.06	2.18	2.28	2.4	0.57	0.98	0.40	0.23	6.6	3.4
2952		І жн тэб	2.8	0.6	0.22	2.31	1.80	2.1	0.51	1.01	0.28	0.17	5.0	8.2
2184		ћ ИН	1.7	0.2	0.81	1.28	1.58	2.5	0.50	0.90	0.34	0.14	5.1	4.7
Среднее содержание			2.3	0.4	0.36	1.92	1.90	2.3	0.53	0.96	0.34	0.18	5.6	5.4
				Репері	ы для 29	51, 2952,	2184							
2859	855A	I	1.7	0.23	0.34	0.78	3.97	2.2	0.50	0.75	0.39	0.16	4.8	1.9
2868	855D	Ι	1.2	0.12	0.16	0.48	3.60	2.8	0.64	0.77	0.35	0.17	5.6	2.1
Среднее содержание			1.45	0.18	0.25	0.63	3.78	2.5	0.56	0.76	0.37	0.16	5.2	2.0
2185	858B		19.6	0.04	< ПО	< ПО	0.26	2.9	0.77	06.0	0.04	0.11	4.9	9.2
2186		IIB	40.4	0.3	0.02	0.61	0.12	3.0	0.91	0.50	0.14	0.35	9.4	6.3
Среднее содержание			30.0	0.17	0.01	0.30	0.20	3.0	0.84	0.70	0.09	0.23	7.2	7.8
				Реп	еры для	2185, 280	58							
2864	855C	I	0.89	0.10	0.18	0.50	17.10	3.1	0.64	0.80	0.31	0.16	5.0	1.5
2868	855D	Ι	1.72	0.23	0.34	0.48	18.40	2.8	0.64	0.77	0.35	0.17	5.6	2.1
Среднее содержание			0.87	0.16	0.26	0.49	17.75	3.0	0.64	0.78	0.33	0.16	5.3	1.8
2955	858B	IID	1.5	< 110	< 110	< 110	0.08	1.6	0.30	0.35	0.01	0.03	2.5	2.0
				Ц	еперы д	ля 2955								
2863	855C	I	1.9	0.21	0.30	0.76	3.00	2.7	0.58	0.72	0.36	0.14	4.7	2.0
2866	855D	Ι	2.0	0.10	0.13	0.62	2.40	2.9	0.57	0.67	0.28	0.11	4.4	1.4
Среднее содержание			1.9	0.15	0.22	0.69	2.7	2.8	0.57	0.7	0.32	0.12	4.6	1.7
Примечание. <ПО – ниже пр	оедела определо	сния.												



Рис. 5. Спайдерграммы. Средние содержания петрогенных элементов и микроэлементов в гидротермально измененных осадках из скважины 858В, нормированные по среднему составу неизмененных осадков из скважины 858В, нормированные по среднему составу неизмененных осадков из скважины 858В; 1 – Толща I (верхняя часть), 2 – Толща I (нижняя часть), 3 – Толща IIB, 4 – Толща IID.

<u>В осадках Толщи IID</u> сильно уменьшились концентрации S, As, Cd, Cs, Tl, на уровне средней интенсивности изменения содержаний химических элементов в них уменьшилось содержание Ti, Be, Sc, V, Co, Ga, Ag, Sb, Bi (см. рис. 5). Слабо уменьшились концентрации Al, Ni, Zr, Nb, Mo, Hf, Ta, W, Th, U. Без изменения остались концентрации F, I, U, то есть почти не осталось неподвижных элементов.

Обращает на себя внимание, что в этих осадках нет химических элементов, концентрация которых возросла, кроме Mg (см. рис. 5).

Таким образом, основные изменения содержания рассмотренных химических элементов произошли в осадках Толщ IIB и IID. Влияние сильной и средней интенсивности изменения содержаний химических элементов в осадках Толщ I, IIB и IID на изменение состава раствора при его миграции в верхней части разреза осадочного покрова

В определении влияния изменения содержаний химических элементов в гидротермально измененных осадках Толщ I, IIB и IID на заключительном этапе трансформации состава раствора при его прохождении в верхней части разреза осадочного покрова, пробуренного скважиной ODP 858B на 38.6 м, был использован следующий подход. В системе взаимодействия раствор осадки при уменьшении/увеличении содержания химических элементов в гидротермально измененных осадках соответственно зеркально **Таблица 5**. Сильной и средней интенсивности изменение содержания химических элементов в растворе при его взаимодействии с осадками из скважины ODP 858B, гидротермальное поле "Dead Dog", северный сегмент Срединной Долины, хребет Хуан де Фука

Толща, интервал в скважине	Сильное увеличение концентрации химического элемента	Средней интенсивности увеличение концентрации химического элемента	Сильное уменьшение концентрации химического элемента	Средней интенсивности уменьшение концентрации химического элемента	Температура
I (верхняя часть) 1.97-10.41 м					~17°C
I (нижняя часть) 12.70–25.31 м	Ni	Ca Sr Eu		S As, Sb, U	не менее 112°С
IIВ 25.31—31.83 м	K Cu, Rb, Sr, Ba, P, Cd, Cs, Eu	Ca, Na Pb, Tl	Mg I, Mo		200–270°C
IID 31.83—38.60 м	Ca, Na, K, S Cu, Rb, Sr, Ba, Pb, As, Cd, Cs, Tl, Eu	Ti, Br Be, Sc, V, Co, Ga, Ag, Sb, Bi		Mg	270–350°C

происходит увеличение/уменьшение этих химических элементов в растворе.

Результаты определения изменения химического состава раствора при его взаимодействии с осадками Толщ I, IIB и IID представлены в табл. 5.

Химические элементы, содержания которых в осадках Толщ I, IIB и IID изменились слабо, соответственно заметно не повлияли на изменение состава раствора, мигрирующего через верхнюю часть осадочного покрова.

Наибольшее влияние на состав раствора произошло при его взаимодействии с осадками Толщ IID и IIB, которое выражено в его обогащении большим количеством химических элементов, кроме Mg, которым раствор соответственно обеднел. Раствор при взаимодействии с осадками Толщи IIB обеднел еще и I и Mo (см. табл. 5).

При прохождении раствора через осадки верхней части Толщи I в нем содержание химических элементов не изменилось (см. табл. 5). При взаимодействии раствора с осадками нижней части Толщи I в растворе увеличилось небольшое количество элементов (Ca, Sr, Ni, Eu) и в нем одновременно сократилась концентрация S, As, Sb, U (см. табл. 5).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Температурные условия изменения раствора при его прохождении через осадочный покров

Преобразование вещественного состава осадков из скв. ОDP 858В произошло в условиях высокого температурного градиента 10° С/м, который был определен по изотопному составу кислорода в аутигенных карбонатах [Buatier et al., 1994; Frü-Green et al., 1994] с учетом замеренной в скважине температуры 197°С на глубине 19.5 м [Davis et al., 1992], а также с данными определения температуры по изотопам кислорода для аутигенных глинистых минералов и кварца, которые дают температуру приблизительно 265°С на глубине 32 м в скв. ODP 858B, а максимальная температура в основании скважины была оценена примерно в 330°С [Frü-Green et al., 1994; Peter et al., 1994].

Результаты изучения методом моделирования дифракционных картин глинистых минералов, преобладающих в изученных алевритоглинистых гемипелагических плейстоценовых осадках из скв. ODP 858В, позволили получить дополнительные сведения о температуре [Сахаров, Курносов, 2022]. В верхней части Толщи I (1.97–10.41 м) сохранились без изменения терригенные глинистые минералы, состоящие из иллита, смешанослойного смектит-иллита и хлорита. Эта ассоциация терригенных глинистых
минералов соответствует температуре $\sim 17^{\circ}$ С. которая рассчитана для глубины 7.2 м в скважине. Вниз по разрезу, в условиях повышения температуры в верхней половине нижней части Толши I. в интервале от 12.70 м примерно до 17 м терригенный смектит-иллит преобразовался в хлорит-смектит, а терригенные иллит и хлорит остались неизмененными. Рассчитанная по температурному градиенту температура этого перехода, может достигать 112°С, которой соответствуют произошедшие начальные изменения ассоциации терригенных глинистых минералов. Ниже, из интервала 18-24 м, керн не был поднят, соответственно по осадкам нижней половины нижней части Толши I нет сведений. В осалках Толщи IIB (25.31–31.83 м) все терригенные глинистые минералы преобразовались в корренсит, а в осадках, расположенных около нижней границы Толщи IIB, кроме корренсита сформировался хлорит. Температурный интервал формирования глинистых минералов в осадках Толщи IIB, оцененный по температурному градиенту, составляет 200-270°С. В осадках Толщи IID (31.83-37.40 м) новообразованные глинистые минералы состоят из хлорита, корренсита и тальк-смектита, а в осадках в самом низу скважины, на глубине 38.4 м установлен только хлорит. На этой глубине температура была оценена примерно в 330°С [Frü-Green et al., 1994; Peter et al., 1994]. Эта температура формирования хлорита близка температуре его образования от 270°С и выше, которая получена при изучении керна из скважин, пробуренных в спрединговом рифте на гидротермальном поле Рейкьянес в Исландии [Kristmanndottir, 1976].

В валовых образцах осадков Толщи IIB встречен ангидрит, температура образования которого по экспериментальным данным 200–300°С [Hajash, Archer, 1980; Seyfried, Bischoff, 1981]. При изучении валового образца осадков на глубине 32.83 м (Толща IID) рентгеновским методом и в петрографическом шлифе установлена хлорит–кварцевая ассоциация [Davis et al., 1992; Buatier et al., 1994; Kurnosov et al., 1994]. Образование хлорит–кварцевой ассоциации происходит при температуре 350–450°С [Маракушев, 1968].

Обращает на себя внимание, что температура в верхней части разреза осадков, находящихся рядом с центральным каналом подъема с последующей разгрузкой на дне гидротермального раствора, в интервале от 38.6 м до 1.97 м быстро уменьшается несмотря на то, что осадки из этого интервала глубин находятся на одинаковом расстоянии от него. Сильное уменьшение температуры наблюдается примерно от глубины 15—25 м и выше. Возможно, этот эффект связан с поступлением в осадки верхней части осадочного разреза холодной морской воды.

Ниже глубины 38.6 м, до которой пробурена скв. ODP 858B, в осадочном покрове мощностью 250-300 м, температура может составлять не менее 400-450°C. В связи с тем, что наиболее сильный обмен химическими элементами произошел в системе взаимодействия раствора с осадками Толщи IID при температуре 270-330°C, который выражен в обеднении осадков большим количеством химических элементов и, соответственно, в обогащении ими раствора (см. табл. 5), можно предположить, что в осадочном покрове, ниже глубины 38.6 м, этот процесс усиливается в условиях более высокой температуры.

Поведение химических элементов в процессе взаимодействия раствор—осадки и минеральный состав осадков

<u>При прохождении раствора в верхней части</u> <u>осадочного покрова, пробуренного скважиной</u> <u>ODP 858В на глубину 38.6 м</u>, в осадках произошло существенное изменение содержаний большого количества химических элементов только в осадках Толщ IIB и IID, которое, соответственно, значительно повлияло на изменение состава раствора. Выявление связи поведения различных элементов в процессе взаимодействия раствор—осадки с минеральным составом проведено для этих осадков.

Алеврито-глинистые гемипелагические осалки из скв. ОDP 858В состоят преимущественно из глинистых минералов [Buatier et al., 1994; Kurnosov et al., 1994; Leybourne, Goodfellow, 1994; Сахаров, Курносов, 2022]. Соответственно с их трансформацией связано поведение ряда химических элементов в системе взаимодействия раствор-осадки. При гидротермальном метасоматизме осадков произошел переход смектита в корренсит и корренсита в хлорит [Buatier et al., 1994]. При дополнительном исследовании глинистых минералов на современном уровне их изучения с применением моделирования рентгеновских дифракционных картин установлен более детальный транзитный ряд: триоктаэдрический смектит (сапонит) → смешанослойный смектит-хлорит → корренсит → смешанослойный хлорит-смектит + тальк \rightarrow хлорит [Сахаров, Курносов, 2022].

Кроме глинистых минералов в этих осадках были изучены также неглинистые минералы [Davis et al., 1992; Buatier et al., 1994; Goodfellow, Peter, 1994; Kurnosov et al., 1994; Leybourne, Goodfellow, 1994; Сахаров, Курносов, 2022], с растворением или формированием которых также связано поведение химических элементов.

В неизмененных фоновых осадках (Толща I), кроме доминирующих терригенных глинистых минералов, состоящих из смектит-иллита, иллита и хлорита [Сахаров, Курносов, 2022], установлены кварц и полевые шпаты (от 3 до 10% каждый из них), роговая обманка от 1–2% до 3–10%, примесь (<1%) магнетита и пирита [Leybourne, Goodfellow, 1994], а также циркон, кальцит, глауконит, непрозрачные рудные минералы и фораминиферы, диатомеи, радиолярии, наннофоссилии [Davis et al., 1992]. Результаты просмотра шлифов наших образцов неизмененных осадков совпадают с этими данными.

В осадках Толщи IIB, где трансформация глинистых минералов проявилась в формировании корренсита, а в осадках Толщи IID – в формировании хлорита произошло существенное увеличение концентрации Мд и, соответственно, его содержание сильно уменьшилось в растворе (см. рис. 3, табл. 5). Существенное уменьшение концентрации К, Na в осадках Толщ IIB и IID (см. рис. 3) связано с растворением терригенных полевых шпатов и соответственно с сильным увеличением содержания этих элементов в растворе (см. табл. 5). Полевые шпаты присутствуют в неизмененных фоновых осадках (Толща I) и исчезают в осадках Толщ IIB и IID [Kurnosov et al., 1994]. Заметное уменьшение в осадках концентрации Са связано с растворением карбонатов. Его концентрация, соответственно, заметно возрастает в растворе (см. рис. 3, табл. 5).

Увеличение в осадках концентрации Мо в осадках Толщ IIB и IID (см. рис. 3) связано с его поступлением в осадки из металлоносного раствора с формированием сульфида и сопровождается заметным уменьшением содержания этого элемента в растворе (см. табл. 5).

Уменьшение в осадках Толщ IIB и IID концентрации Rb, Sr связано с растворением карбонатов и частично с трансформацией глинистых минералов и сопровождается увеличением содержания этих элементов в растворе (см. рис. 3, табл. 5). Уменьшение в этих осадках рудных элементов скорее всего связано с трансформацией глинистых минералов, которые содержат эти элементы в сорбированном виде и, возможно, с растворением карбонатов, которые могут содержать эти элементы.

Сильное уменьшение содержания в осадках Толщ IIB и IID Еи относится к растворению полевых шпатов и, соответственно, сопровождается увеличением его концентрации в растворе (см. рис. 4, табл. 5). Полевые шпаты присутствуют в неизмененных осадках и исчезают в осадках Толщ IIB и IID [Kurnosov et al., 1994]. Кроме того, обогащение раствора Еи возможно связано и с растворением карбонатов, содержащих РЗЭ.

Уменьшение в осадках Толщи IID содержания Ті связано с растворением терригенных магнетита и рутила, которые установлены ранее [Kurnosov et al., 1994; Leybourne, Goodfellow, 1994] и при просмотре шлифов, изученных нами образцов неизмененных фоновых осадков из скв. ODP 855A, C, D.

В растворе, прошедшем через весь осадочный покров, произошло сильное уменьшение концентрации Fe и Mn в растворе (см. рис. 3). Это уменьшение концентрации Fe и Mn в растворе коррелирует с формированием в осадках, через которые движется раствор, прежде всего Fe-хлорита. Часть Fe и Mn могла пойти на формирование в осадках тальк-смектита, в котором Мg может частично замещаться на Fe, Mn. Кроме того, Mn, которым обедняется раствор, и соответственно обогащаются осадки, может быть израсходован на образование Мп-сульфида. Сильное обеднение раствора Си и Zn и в меньшей степени обеднение Pb (см. рис. 3) и, соответственно, обогащение этими элементами осадков коррелирует с образованием в гидротермально измененных осадках сульфидов этих элементов и с формированием самородных металлов. Уменьшение в растворе концентрации Ва (см. рис. 3) сопровождается формированием в осадках барита.

Увеличение в растворе Са и Sr (см. рис. 3) возможно связано с растворением карбонатов, содержащихся в осадках.

Увеличение в растворе тяжелых РЗЭ (см. рис. 4) может быть связано с трансформацией глинистых минералов и с растворением в осад-ках полевых шпатов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В северном сегменте Срединной Долины хребта Хуан де Фука, где на гидротермальном поле "Dead Dog" рядом с гидротермальным источником с температурой 276°С пробурена скважина ODP 858В глубиной 38.6 м, изучено влияние осадков Толщ I, IIB, IID на трансформацию состава раствора в верхней части разреза осадочного покрова на заключительном этапе его миграции перед разгрузкой на дне. В процессе взаимодействия раствор-осадки на изменение химического состава раствора существенно повлияли осадки Толщ IIB и IID при их изменении в условиях высокой температуры, от 200°С до 350°С. В результате этого взаимодействия осадки существенно обеднели большим количеством химических элементов и соответственно раствор ими обогатился.

Раствор гидротермального источника, расположенного рядом со скв. ОDP 858В, при прохождении через весь осадочный покров мощностью 250—300 м сильно обеднел Fe, Mn, Cu, Zn, в меньшей степени обеднел Ba и Pb и обогатился Ca, Sr и несколькими тяжелыми P3Э.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Г.Н. Новикову за подготовку образцов пород для химических анализов.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

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

Работа выполнена в рамках государственного плана научно-исследовательских работ по теме № гос. регистрации: АААА-А19-119020490093-6.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Блинова Е.В., Курносов В.Б. Гидротермальные изменения осадков в южном троге впадины Гуаймас Калифорнийского залива и трансформация состава растворов // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 6. С. 491–509.

Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалевич А.М., Гурвич Е.Г. Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Научный мир, 2006. 527 с.

Богданов Ю.А., Сагалевич А.М. Геологические исследования с глубоководных обитаемых аппаратов. М.: Научный мир, 2002. 304 с.

Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана. М.: Научный мир, 1998. 340 с.

Курносов В. Б., Блинова Е. В. Гидротермальные изменения осадков и трансформация состава растворов во впадине Гуаймас Калифорнийского залива // ДАН. 2015. Т. 461. № 2. С. 197–200.

Маракушев А.А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М.: Наука, 1968. 200 с.

Сахаров Б.А., Курносов В.Б. Особенности образования глинистых минералов в осадках из центра гидротермальной системы, скважина 858В, хребет Хуан де Фука // Литология и полез. ископаемые. 2022. № 2. С. 1–22.

Buatier M.D., Karpoff A.M., Boni M. et al. Mineralogical and petrographic records of sediment—fluid interaction in the sedimentary sequence at Middle Valley, Juan de Fuca Ridge, Leg 139 / Eds M.J. Mottl, E.E. Davis, A.T. Fisher, J.F. Slack. Proc. ODP, Sci. Results, 139: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1994. P. 133–154.

Butterfield D.A., McDuff R.A., Franrlin J., Wheat C.G. Geochemistry of hydrothermal vent fluids from Middle Valley, Juan de Fuca Ridge / Eds M.J. Mottl, E.E. Davis, A.T. Fisher, J.F. Slack. Proc. ODP, Sci. Results, 139: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1994. P. 395–410.

Currey J.R., Moore D.G., Aguayo J.E. et al. Init. Repts. DSDP. V. 64. Pt. 1. Washington: U.S. Govt. Printing Office, 1982. 507 p.

Davis E.E., Mottl M.J., Fisher A.T. et al. Init. Repts., 139: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1992. 1026 p.

Davis E.E., Villinger H. Tectonic and thermal structure of the Middle Valley sedimented rift, northern Juan de Fuca Ridge / Eds M.J. Mottl, E.E. Davis, A.T. Fisher, J.F. Slack. Proc. ODP, Sci. Results, 139: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1994. P. 9–41.

Frü-Green G.L., McKenzie J.A., Boni M. et al. Stable isotope and geochemical record of convective hydrothermal circulation in the sedimentary sequence of Middle Valley, Juan de Fuca Ridge, Leg 139 / Eds M.J. Mottl, E.E. Davis, A.T. Fisher, J.F. Slack. Proc. ODP, Sci. Results, 139: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1994. P. 291–306.

*Goodfellow W.D., Peter J.*M. Geochemistry of hydrothermally altered sediment, Middle Valley, northern Juan De Fuca Ridge / Eds M.J. Mottl, E.E. Davis, A.T. Fisher, J.F. Slack. Proc. ODP, Sci. Results, 139: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1994. P. 207–289.

Hajash A., Archer P. Experimental seawater/basalt interaction: effects of cooling // Contrib. Mineral. Petrol. 1980. V. 75. P. 1–13.

Kelts K. Petrology of hydrothermally metamorphosed sediments at deep sea drilling Site 477, southern Guaymas Basin rift, Gulf of California / Init. Repts. DSDP. V. 64. Pt. 2. Washington: U.S. Govt. Printing Office, 1982. P. 1123–1136.

Kristmanndottir H. Types of clay minerals in hydrothermally altered basaltic rocks, Reykjanes, Iceland // Jökull. 1976. V. 26. P. 30–39.

Kurnosov V., Murdmaa I., Rosanova T. et al. Mineralogy of hydrothermally altered sediments and igneous rocks at Site 856–858, Middle Valley, Juan de Fuca Ridge, Leg 139 / Eds M.J. Mottl, E.E. Davis, A.T. Fisher, J.F. Slack. Proc. ODP, Sci. Results, 139: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1994. P. 113–131.

ИЗМЕНЕНИЕ СОСТАВА РАСТВОРА ПРИ ПРОХОЖДЕНИИ ЧЕРЕЗ ОСАДОЧНЫЙ ПОКРОВ... 179

Leybourne M.I., Goodfellow W.D. Mineralogy and mineral chemistry of hydrothermally altered sediment, Middle Valley, Juan de Fuca Ridge / Eds M.J. Mottl, E.E. Davis, A.T. Fisher, J.F. Slack. Proc. ODP, Sci. Results, 139: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1994. P. 155–206.

Peter J. M., Goodfellow W. D., Leybourne M. I. Fluid inclusion petrography and microthermometry of the Middle Valley hydrothermal system, northern Juan de Fuca Ridge / Eds M.J. Mottl, E.E. Davis, A.T. Fisher, J.F. Slack. Proc. ODP, Sci. Results, 139: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1994. P. 411–428. *Rona P.A., Trivett D.A.* Discrete and diffuse heat transfer at ASHES vent field, Axial Volcano, Juan de Fuca Ridge // Earth Planet. Sci. Lett. 1992. V. 109. \mathbb{N} 1. P. 57–71.

Seyfried W.E., Bischoff J.L. Experimental seawater-basalt interaction at 300°C, 500 bars, chemical exchange, secondary mineral formation and implications for transport of heavy-metals // Geochim. Cosmochim. Acta. 1981. 45. P. 135–151.

Von Damm K.L., Edmond J.M., Grant B. et al. Chemistry of submarine hydrothermal solutions at 21° N, East Pacific Rise // Geochim. Cosmochim. Acta. 1985. V. 49. № 11. P. 2197–2220.

CHANGE OF SOLUTION COMPOSITION DURING IT MIGRATION THROUGH THE SEDIMENTARY COVER IN THE CENTER OF THE MODERN HYDROTHERMAL SYSTEM (JUAN DE FUCA RIDGE, PACIFIC OCEAN, HOLE ODP 858B)

V. B. Kurnosov*, Y. I. Konovalov, O. I. Okina, K. R. Galin

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia *e-mail: vic-kurnosoy@rambler.ru

The article presents the results of studying the change of the composition of the hydrothermal solution during its migration through the Pleistocene sediments from the Hole ODP 858B 38.6 m deep, which was drilled in the northern segment of the Middle Valley of the Juan de Fuca Ridge, in the Dead Dog hydrothermal field, in 20 m from the hydrothermal source with temperature 276° C. The influence of sediments of the Units I, IIB, IID from this hole on the change in the composition of the solution during the solution occurred during its interaction with the sediments of the Units IIB and IID under high-temperature conditions ($200-350^{\circ}$ C), which is expressed in the enrichment of the solution with a large amount of chemical elements. A possible change in the composition of the solution is shown in the process of solution-sediment interaction during its migration through the entire sedimentary cover with a thickness of 250-300 m.

Keywords: oceanic hydrothermal system, Juan de Fuca Ridge, change of solution composition, solution-sediment interaction, deep-sea drilling, hydrothermal source.

УДК 553.323+550.42:553.3/.9

ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА МАРГАНЦЕВЫХ РУД КВИРИЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГРУЗИИ (ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА И ГЕОХИМИИ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ)

© 2024 г. В. Н. Кулешов^{а, *}, А. Ю. Бычков^{b, **}, И. Ю. Николаева^b, М. Е. Тарнопольская^b

^аГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия ^bГеологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Ленинские Горы, 1, Москва, 119991 Россия

> *e-mail: vnkuleshov@mail.ru **e-mail: andrewbychkov@rambler.ru Поступила в редакцию 16.05.2023 г. После доработки 28.10.2023 г. Принята к публикации 03.11.2023 г.

В настоящей статье приводятся оригинальные данные по изотопному составу (δ^{13} С, δ^{18} О) и геохимии главных и редкоземельных (РЗЭ) элементов в марганцевых рудах Родинаульского участка Квирильского месторождения (Грузия). Величины δ^{13} С (V-PDB) в карбонатных рудах варьируют от –19.6 до –6.6‰, а δ^{18} О (V-SMOW) – от 21.1 до 29.1‰; в карбонатном веществе цемента оксидных руд – от –14.9 до –5.5‰ и от 21.8 до 28.4‰ соответственно. Особенностью изученных руд является присутствие в преобладающем количестве проб (как в карбонатных, так и в оксидно-карбонатных рудах) отрицательной цериевой аномалии (Се/Се^{*}_{PAAS} – до 0.51); выраженная аномалия по европию в них отсутствует. Сделано заключение о формировании руд, как в условиях раннего диагенеза осадков, так и позже – при катагенезе, которое проходило с участием металлоносных элизионных растворов.

Ключевые слова: марганцевые руды, изотопный состав, углерод, кислород, РЗЭ, Квирильское месторождение, Грузия.

DOI: 10.31857/S0024497X24020037, **EDN:** zbxosu

Квирильское месторождение, также, как и уникальное по запасам высококачественных марганцевых руд Чиатурское, и ряд более мелких месторождений и рудопроявлений Грузии группируются возле Дзирульского кристаллического массива (рис. 1). Оно расположено к юго-западу от Чиатурского и приурочено к одноименной впадине, где занимает большую часть ее площади. Прогнозные ресурсы месторождения оцениваются в 170 млн т [Долидзе и др., 1980].

В пределах Квирильского месторождения выделяется несколько участков (рудопроявлений): Родинаульское, Чолабури, Чхарское, Аджеметское, Дзеврское, Симонетское, Бролискедское, Рокитское и Терджольское (см. рис. 1), но наибольшей концентрации марганцевые руды достигают на участках Родинаули и Чолабури, которые приурочены к центральной части депрессии. Несмотря на довольно хорошую геологическую изученность месторождения (пройдены сотни разведочных скважин), публикации по геохимии, минералогии и особенностям геологического строения месторождения в последние десятилетия практически отсутствуют. Генезис месторождения до сих пор остается не до конца выясненным.

В настоящей статье приводятся новые данные по изотопному составу (δ^{13} C, δ^{18} O) и геохимии главных и редкоземельных (РЗЭ) элементов в марганцевых рудах Родинаульского участка Квирильского месторождения. Интерпретация полученных данных позволяет осветить более детально некоторые стороны геохимии марганцево-рудного процесса в пределах рассматриваемого месторождения; результаты хорошо согласуются с ранее сделанным заключением о формировании руд, как в условиях раннего



Рис. 1. Схема распространения марганценосносных олигоцен-нижнемиоценовых отложений в районе Чиатурского и Квирильского марганцеворудных бассейнов Западной Грузии и положение изученного ("Ж", обведено жирным кружком) рудопроявления (по [Долидзе и др., 1980] с изменениями).

выходы марганценосных отложений; 2 – граница их подземного распространения в пределах Квирильской депрессии; 3 – глубинные разломы; 4 – линия надвига Аджаро-Триалетской системы на Грузинскую глыбу; 5 – дизъюктивные нарушения второго порядка; 6 – выходы домезозойских кристаллических образований; 7 – марганцеворудные бассейны: I – Чиатурский, II – Квирильский (буквы в кружках – рудные поля: А – Чхарское, Б – Дзеврское, В – Симонетское, Г – Бролискедское, Д – Аджеметское, Е – Рокитское, Ж – Родинаульское, З – Чолабурское, И – Терджольское); 8 – рудопроявления: 1 – Перевское, 2 – Кверетское, 3 – Табанинское, 4 – Дзлоурское, 5 – Свирское, 6 – Димское, 7 – Персатское, 8 – Ванское, 9 – Агаринское.

диагенеза осадков [Кулешов, 2001а, 2001б], так и позже — на постседиментационной стадии литогенеза, которое проходило с участием металлоносных элизионных растворов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Квирильская депрессия в тектоническом отношении представляет собой широкую грабен-синклиналь, в днище которой осадки залегают горизонтально, а на крыльях осложнены мелкими складками и разрывными нарушениями [Хамхадзе, Туманишвили, 1984]. Со всех сторон впадина ограничена разрывными нарушениями: на севере от Окрибской суши она отделена Сачхерским разломом, на юге от Аджаро-Триалетской складчатой области ее отделяет Сурамско-Гокешурский разлом, с Дзирульским массивом она сочленяется через Чхарский разлом, а на западе граничит с Рионской депрессией по Чишурскому разлому [Хамхадзе, Туманишвили, 1984; Туманишвили, 1989]. Северный и южный субширотные разломы, по В.Я. Эдилашвили с соавторами [1980], являются надвигами, приуроченными к долгоживущим разломам, по которым отложения юры и мела надвинуты на палеогеновые отложения.

На Квирильском месторождении марганцевые руды залегают в нижней части разреза майкопской серии, мощность которой меняется от 45–80 м в восточной и центральной частях впадины до 250–300 м – в западной и южной. Выделяют подрудный, рудный и надрудный горизонты. Подрудный горизонт сложен рыхлыми песками мощностью до 3 м. Надрудные отложения представлены кремнистыми (спонголиты), а выше – глинистыми породами, мощность которых увеличивается с 4–5 м на востоке до 21–30 м на западе.

Рудное тело образует пластообразную залежь мощностью от 0.2 до 5.8 м. По площади мощность ее не выдержана и отдельные рудопроявления (участки) разделены безрудными или слабо минерализованными участками. Наибольшая мощность рудного горизонта наблюдается в западной части депрессии, в центральной она сокращается до 2–3 м, а на восточном и южном флангах он выклинивается.

Рудный пласт характеризуется сложным строением, обусловленным чередованием линзовидных слоев разных типов руд (карбонатных, оксидных) и слоев с разным количественным содержанием рудных и нерудных (вулканогенно-осадочных, терригенных и аутигенных) компонентов. Мощность



Рис. 2. Фотографии шлифов карбонатных марганцевых руд Квирильского месторождения без анализатора (а, в, д, ж) и с анализатором (б, г, е, з).

а, б – обр. 46/83, в, г – обр. 47/83, д, е – обр. 56/83. Объяснения см. в тексте.

отдельных рудных прослоев меняется от 0.05 до 0.65 м [Долидзе и др., 1980].

Марганцевые руды по условиям образования делятся на первичные и окисленные. В данной работе рассматриваются лишь не измененные гипергенезом первичные, руды. Марганцевое вещество в них представлено окисной и/или карбонатной формами; в зависимости от этого в настоящей работе условно выделены оксидный (с подчиненным и переменным количеством карбонатов марганца в цементе) и карбонатный (с незначительной примесью терригенного материала: кварц, реже — полевые шпаты) типы руд. Следует отметить, что в научной литературе в зависимости от содержания в рудах карбонатных и оксидных минералов выделяется также и промежуточный, оксидно-карбонатный тип [Долидзе и др., 1980].

Минеральный состав марганцевых руд, развитых в центральной части депрессии, довольно прост. Руды представлены манганитом, манганокальцитом и родохрозитом; реже — олигонитом и пиролюзитом, во многих случаях присутствуют минералы оксидов железа (гетит, гематит) [Долидзе и др., 1980; Хамхадзе, Туманишвили, 1984].

Карбонатные руды мелкозернистые, плотные массивные, однородные по составу марганцевых минералов (родохрозит, манганокальцит). Также наблюдаются участки с оксидами марганца (пиролюзит), образованными в результате окисления карбонатов марганца (рис. 2a, 2б). В некоторых случаях отмечаются текстуры, свидетельствующие о неоднородности исходного осадка, заключавшего в своем составе, по-видимому, и органогенные остатки, которые были подвергнуты аутигенной карбонатизации (см. рис. 2д, 2е). Присутствуют также редкие обломки кварца и зерен глауконита (см. рис. 2 ж, 2з). В некоторых случаях отмечается ожелезнение (рис. 3а, 3б).

Первичные оксидные руды имеют, как правило, оолитовую текстуру (см. рис. 3в–3з) и представлены в основном манганитом и пиролюзитом [Долидзе и др., 1980]; присутствуют также и горизонты, обогащенные минералами оксидов железа – гетитом и гематитом [Хамхадзе, Туманишвили, 1984]. Во многих случаях рудные оолиты погружены в карбонатный мелкозернистый цемент, представленный кальциевым родохрозитом и родохрозитом, и имеют обычно концентрическизональное строение (см. рис. 3д–3з). Также присутствуют мелкие редкие зерна глауконита (см. рис. 3ж, 3з, зерно зеленого цвета).

Вмещающими рудную залежь, как уже отмечалось, являются песчано-алевритовые породы майкопской серии, сложенные преимущественно кварцем и полевым шпатом (микроклин, ортоклаз, плагиоклазы). Остальные минералы (слюды, амфиболы, акцессорные), органические остатки (древесина, рыбьи скелеты и чешуя), а также обломки пород и вулканические стекла присутствуют в незначительных количествах.

Марганцевое оруденение внутри терригенных отложений майкопской серии четко приурочено к участкам интенсивного развития аутигенной кремнисто-цеолитовой минерализации [Махарадзе, 1972, 1979; Долидзе и др., 1980; Хамхадзе, 1981; Мачабели, 1986]. Марганцевые минералы, которые также являются аутигенными, находятся с ней в тесной парагенетической ассоциации. Наиболее интенсивно вторичная минерализация проявлена вдоль линий разрывных нарушений, где мощности таких пород достигают 90 м. По мере удаления от разломов интенсивность минерализации снижается и наблюдается постепенный переход в типичные терригенные отложения майкопа.

Аутигенная минерализация рудовмещающих толщ чрезвычайно разнообразна. Наиболее широко распространены опал и клиноптилолит, часто встречаются монтмориллонит, глауконит, барит, гипс, самородная сера, пирит, марказит. На участках проявления вторичной минерализации широко развиты также твердые битумы.

Важно отметить, что зоны аутигенной минерализации существенно обогащены желваками фосфоритов. Их нахождение в тесной парагенетической ассоциации с опалом, халцедоном и другими новообразованиями, в том числе и с минералами марганца, также может указывать на постседиментационное происхождение этих выделений [Долидзе и др., 1980].

Кремнистое вещество в породах с аутигенной минерализацией находится чаще всего в виде опала, реже – халцедона, образуя участки опок, опалолитов и спонголитовых песчаников. Обычно опоки и опалолиты развиты в нижней части разреза рудоносной толщи, а спонголитовые песчаники – в верхней, однако отдельные спикулы губок наблюдаются по всему разрезу. Первично хемогенная природа кремнистого биогенного материала обоснована А.И. Махарадзе [1979], Н.И. Хамхадзе [1981] и др. Опоки являются очень пористыми и легкими породами. Опалолиты обычно содержат примесь глинистого материала; в их составе отмечаются округлые выделения, сложенные опалом или глинистым веществом, либо тем и другим совместно. Замещению карбонатами марганца подвергнуты преимущественно опоки и опалолиты, как наиболее пористые (проницаемые) породы. Спонголитовые песчаники обычно образуют кровлю рудного горизонта.

Аутигенная минерализация охватывает не только рудную и надрудную толщу, но и подстилающие верхнеэоценовые мергели и резко преобладает над терригенной составляющей породы [Махарадзе, 1972; Мерабишвили и др., 1979; Хамхадзе, 1981; Мачабели, 1986]. Верхнеэоценовые мергели, по Н.И. Хамхадзе [1981], доломитизированы, окремнены, а также содержат смектит и цеолиты.

Кроме терригенной и аутигенной составляющих в породах нижнего олигоцена, а также в подстилающих их мергелях верхнего эоцена Квирильской впадины описаны продукты вулканизма, представленные вулканическим стеклом, обломками плагиоклаза, пеплом, туфами



Рис. 3. Фотографии шлифов песчано-карбонатных (а, б) и оксидных (с карбонатным цементом) (в–з) марганцевых руд Квирильского месторождения без анализатора (а, в, д, ж) и с анализатором (б, г, е, з). а, б – обр. 49/83, в, г – обр. 37/83, д–з – обр. 40/83, разные участки. Q – кварц, Rd – родохрозит. Объяснения см. в тексте.

и туффитами [Долидзе и др., 1980]. Эти авторы отмечают, что туфогенный материал во многих случаях замещен монтмориллонитом, клиноптилолитом и опалом.

Для Квирильского месторождения на Чхарском и Аджаметском участках отмечается фациальная зональность в распределении типов руд [Авалиани, 1982]. В южном направлении оксидные (псиломелан-пиролюзитовые с примесью манганита) руды сменяются оксиднокарбонатными, а затем карбонатными. Самостоятельные манганитовые слои в этой части марганцеворудного бассейна отсутствуют.

В южной, Вани-Зестафонской полосе рудопроявлений установлены только карбонатные руды. В наиболее полных разрезах наблюдаются три рудные пачки: нижняя карбонатная, средняя оксидная и верхняя карбонатная. Средняя оксидная пачка часто представлена оксиднокарбонатными рудами. При их отсутствии в разрезе наблюдается единый пласт карбонатных руд.

Таким образом, оксидные руды снизу, сверху и со стороны областей выклинивания окружены карбонатными. Такое взаимоотношение типов руд крайне сложно объяснить их фациальной приуроченностью [Авалиани, 1982; Хамхадзе, Туманишвили, 1984].

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

<u>Материал.</u> Пробы для изотопных и химических исследований на Квирильском месторождении были отобраны из керна разведочных скважин (опробованы разные уровни рудного горизонта), пробуренных на участках Родинаули и Чолабури.

<u>Методы</u>. Разложение проб карбонатов и стандартов КН-2, С-О-1 и NBS-19 для масс-спектрометрических измерений углерода и кислорода проводилось в ортофосфорной кислоте (H₃PO₄) при 50°С. Определения изотопного состава углерода и кислорода проводились с помощью комплекса аппаратуры корпорации Thermoelectron, включающего масс-спектрометр Delta V Advantage и установку Gas-Bench-II (ГИН РАН). Значения δ^{13} С приводятся в промилле (‰) относительно стандарта V-PDB, значения δ^{18} О – в промилле относительно стандарта V-SMOW. Воспроизводимость определений δ^{18} О и δ^{13} С находится в пределах ±0.2‰ и ±0.1‰ соответственно.

Образцы для анализа РЗЭ на ICP-MS готовили спеканием с карбонатом натрия. Для

этого 0.1 г образца смешивали с 0.3 г безводного карбоната натрия (Merck, Suprapur торговый знак) в агатовой ступке и переносили в корундовый тигель. Спекание проводили при 800°С в течение часа в муфельной печи. Полученные таблетки обрабатывали 5 мл смеси HNO₃: HCl: HF 10: 2: 1 и после растворения объем раствора был доведен до 50 мл добавлением деионизированной воды (EasyPure®). Для измерения раствор разбавляли 3%-ной азотной кислотой. Метод спекания протестирован и сопоставлен с многокислотным микроволновым разложением нескольких стандартных образцов, включая донные отложения и марганцевые конкреции [Бычкова и др., 2020]. Оба метода показали хорошую сходимость результатов, но спекание предпочтительнее для пород с магнетитом, гематитом и минералами марганца.

Микроскопическое изучение образцов проводилось в шлифах в проходящем свете (микроскоп Axiolab, Zeiss, ГИН РАН).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Все полученные в настоящей работе данные по изотопному (углерод, кислород) и химическому (главные, РЗЭ) составам разных типов руд изученного месторождения приведены в табл. 1 и 2 и показаны на сводных графиках рис. 4–6. Из них следует, что изученные породы неоднородны по этим параметрам.

<u>Изотопный состав углерода и кислорода.</u> В изученных карбонатных рудах величины δ^{13} С варьируют от –19.6 до –6.6‰, а δ^{18} О – от 21.1 до 29.1‰, а в карбонатном веществе цемента оксидно-карбонатных руд – от –14.9 до –5.5‰ и от 21.8 до 28.4‰ соответственно. Эти данные хорошо согласуются с предыдущими исследованиями изотопного состава карбонатного вещества руд марганца участка Родинаули этого месторождения [Кулешов, Домбровская, 19976].

На графике рис. 4, построенном в координатах $\delta^{13}C - \delta^{18}O$, можно видеть, что изученное вещество имеет аутигенное происхождение, образовано как в зоне раннего диагенеза олигоценового палеобассейна (области "Б" и "В"), так и позже, на постраннедиагенетической стадии литогенеза (область "Д"; поздний диагенез, катагенез).

Необходимо отметить, что формирование изотопного состава аутигенных карбонатов марганца практически всех известных месторождений мира, что было детально рассмотрено ранее [Кулешов, 2013], происходит

№ обр.	Место отбора и характеристика	δ ¹³ C, ‰ (VPDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (VSMOW)	δ ³⁴ S, ‰ (VCDT)
37/83	<u>Скв. 519</u> , гл. 587.95 м, оолитовый бурый железняк, розовый цемент	-11.2	24.3	_
38/83	Там же, гл. 587.7 м, то же, розовый цемент	-7.7	23.0	_
39/83	Там же, гл. 587.35 м, а) карбонатный оолит, б) цемент	-7.8 -8.9	24.6 20.6	_
40/83	Там же, гл. 587.05 м, то же, цемент оолитов	-12.5	24.1	_
41/83	Там же, гл. 586.75 м, карбонатная руда с сульфидами	-13.1	24.9	_
43/83	<u>Скв. 508</u> , гл. 571.15 м, бурый железняк с карбонатным цементом, светло-серый цемент	-7.7	23.5	_
45/83	Там же, гл. 570.70 м, бурая оолитовая руда, карбонат цемента	-9.1	23.1	
46/83	Там же, гл. 570.45 м, карбонатная марганцевая руда с сульфида- ми, карбонат	-19.6	24.0	
	Сульфид			38.3
47/83	Там же, гл. 570.35 м, карбонатная марганцевая руда	-18.6	24.9	-
48/83	Скв. 549, гл. 484.05 м, карбонатно-оксидная руда, красновато- бурый карбонат цемента	-5.5	22.5	_
49/83	Там же, гл. 583.90 м, оолиты оксидов марганца в красно-буром цементе, карбонат цемента	-8.5	21.8	_
50/83	Там же, гл. 583.65 м, то же, карбонат цемента	-10.0	24.0	-
51/83	Там же, гл. 583.45 м, оксидно-марганцевая руда в розовом це- менте, карбонат цемента	-8.8	23.4	_
52/83	Там же, гл. 583.10 м, то же, с сульфидами и глауконитом, карбонат цемента	-14.9	28.4	
	Сульфид			-20.3
55/83	Скв. 1022, гл. 425.40 м, оолитовая оксидная Fe-Mn руда с сульфидами, бурый карбонат цемента	-8.2	23.8	_
56/83	Там же, гл. 425.20 м, оолитовая карбонатная марганцевая руда, оолиты	-8.5	25.8	
	Сульфид			17.8
57/83	Там же, гл. 425.05 м, то же, карбонат цемента Карбонатные оолиты	-6.6 -6.3	21.1 29.1	_

Таблица 1. Характеристика и изотопный состав углерода (δ^{13} C), кислорода (δ^{18} O) и серы (δ^{34} S)^{*} вещества марганцевых руд участка Родинаули, Квирильское месторождение

Примечание.^{*} – данные приводятся из работы [Кулешов, Домбровская, 19976].

в восстановительных условиях в рыхлом осадке или в уже литифицированной осадочной породе при обязательном участии (в том или ином количестве) окисленного углерода органического вещества.

Важным моментом является также и то обстоятельство, что среди изученных в данной работе образцов полностью отсутствуют карбонаты, образованные осадочным путем (в области "А" и "Г" не попадает ни одна из изученных проб).

<u>Редкоземельные элементы.</u> Важной особенностью изученных руд является тот факт, что основным концентратором РЗЭ являются фосфаты. Это проявлено в прямой зависимости содержаний РЗЭ и P_2O_5 (см. рис. 5). Поэтому для наглядности и удобства интерпретации, породы, в которых определены концентрации РЗЭ, по минеральному и химическому составу разделены на три группы: марганцевые оксидные (с незначительным содержанием карбонатного вещества), в которых условно выделены две подгруппы по содержаниям $P_2O_5 - c$ содержанием менее 0.5 мас. % (см. рис. 6а) и более 0.5 мас. %, включая фосфорит (обр. 51/83) (см. рис. 6б), и карбонатные руды (см. рис. 6в). Все полученные данные нормированы к международному стандарту PAAS (Post Archean Australian Shale [McLennan, 1989]).

TI							OKCE	иные т	хлы •						Kanfor	натные 1	** **	Φ 00
аэнопмоЯ	£8/LE	£8/8£	88/68	£8/0 7	£8/EÞ	£8/44	£8/St	£8/8 7	£8/6 7	£8/0S	25/83	£8/£S	£8/4S	£8/SS	÷ £8/1†	£8/ <i>L</i> †	£8/9S	88/15
SiO ₂	8.50	23.64	13.14	11.71	14.07	6.33	16.85	9.82	25.45	16.28	20.12	28.25	56.10	15.42	28.84	7.42	24.12	14.82
ΓiO_2	0.12	0.31	0.16	0.17	0.19	0.08	0.22	0.13	0.27	0.23	0.14	0.18	0.60	0.16	0.18	0.09	0.16	0.17
AI_2O_3	1.81	4.40	2.37	2.50	3.00	1.17	3.75	1.85	4.06	2.87	1.84	2.98	9.58	2.13	2.71	1.31	2.50	2.92
Fe_2O_3	11.21	2.74	2.55	13.98	40.43	6.27	5.25	6.11	2.87	2.10	1.41	50.22	8.25	1.58	2.14	3.13	2.21	3.09
MnO	37.93	38.39	42.99	31.30	15.34	42.54	34.52	38.50	42.50	49.31	35.31	2.38	6.63	51.75	25.84	43.79	26.66	20.70
MgO	2.28	1.70	2.00	2.29	1.20	1.81	2.41	1.96	1.90	2.09	1.68	1.40	2.60	1.47	1.61	2.22	2.99	1.75
CaO	8.19	4.76	6.76	9.53	7.90	10.02	6.38	11.75	3.28	3.50	9.56	1.72	2.54	6.39	11.58	9.46	13.10	22.01
Na_2O	0.33	0.93	0.55	0.41	0.50	0.23	0.63	0.33	0.91	09.0	0.34	0.55	1.81	0.49	0.60	0.25	0.51	0.63
K_2O	0.44	1.09	0.61	0.53	0.50	0.31	0.83	0.44	0.99	0.80	0.47	0.79	1.95	0.64	0.56	0.32	0.63	0.52
P_2O_5	0.14	0.63	0.34	0.18	0.58	0.14	0.22	0.21	0.33	0.57	0.39	0.08	0.26	0.57	1.95	0.38	0.14	14.81
SO_3	0.12	0∐>	0.02	0.16	0.15	0.02	0∐>	0.04	0∐>	0.03	1.39	0.12	0.07	0∐>	0.72	2.31	1.65	0.43
П.П.П.	28.87	21.28	28.41	27.16	16.03	30.99	28.88	28.75	17.28	20.64	27.21	11.18	9.38	19.24	22.97	29.16	25.25	17.97
Zi	0.025	0.046	0.026	0.029	0.023	0.014	0.032	0.026	0.063	0.084	0.136	0.092	0.042	0.065	0.264	0.173	0.018	0.026
Cu	0.005	0.008	0.007	0.004	0.004	0.007	0.006	0.005	0.011	0.010	0.008	0.004	0.005	0.009	0.008	0.005	0.004	0.007
Sr	0.024	0.041	0.032	0.028	0.048	0.026	0.027	090.0	0.042	0.031	0.023	0.023	0.074	0.033	0.053	0.019	0.041	0.106
Ba	0.023	0.062	0.051	0.019	0.049	0.071	0.019	0.048	0.072	0.041	0.014	0.045	0.116	0.082	0.047	0.026	0.046	0.058
Y	18	33	35	18	43	14	26	16	26	29	25	17	39	31	67	20	13	329
Th	0.7	1.8	0.8	0.7	1.0	0.1	1.4	0.3	1.5	1.2	0.7	0.5	3.4	0.2	1.0	0.2	0.6	0.8
Ŋ	0.5	1.0	0.5	0.4	0.9	0.3	0.4	0.4	1.3	1.5	2.4	0.8	1.0	0.9	20.2	0.5	0.4	6.1
La	17	36	26	15	39	15	24	18	24	32	23	15	141	23	59	20	13	245
Ce	26	50	37	17	99	27	29	35	36	37	41	31	248	24	98	19	21	332
Pr	3.5	6.7	5.0	2.8	6.4	2.6	5.2	3.7	5.3	6.0	4.2	3.0	26	4.0	8.5	3.7	2.6	34
Nd	14	27	20	11	25	10	22	14	22	24	17	12	100	17	33	15	10	137
Sm	2.9	5.7	4.3	2.4	5.3	2.1	4.6	3.0	4.7	5.3	3.5	2.6	17.9	3.3	6.6	3.3	2.2	27.3
Eu	0.73	1.45	1.10	0.60	1.29	0.50	1.15	0.75	1.13	1.28	0.87	0.63	3.96	0.87	1.70	0.80	0.52	7.46
Gd	3.3	6.5	5.0	2.7	6.1	2.4	5.0	3.3	5.0	5.7	4.1	2.9	18.0	4.1	8.4	3.6	2.4	39.0
Тb	0.5	1.0	0.8	0.4	0.9	0.4	0.8	0.5	0.8	0.9	0.6	0.5	2.2	0.6	1.3	0.6	0.4	6.6
Dy	3.1	5.5	4.8	2.4	5.4	2.2	4.1	2.7	4.1	4.9	3.4	2.7	9.2	3.7	7.6	3.3	2.0	39.2

ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА МАРГАНЦЕВЫХ РУД КВИРИЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ... 187

Таблица 2. Химический состав главных (мас. %) и редкоземельных элементов (мкг/г) в рудах и породах Квирильского месторождения, участок

Родинаули.

boc.	£8/15	9.0	25.0	3.3	19.9	2.7	927.26	0.84	1.08	36.6	oc. *** _ s) x (Pr/
уды** (£8/9S	0.4	1.2	0.2	1.1	0.1	57.12	0.83	1.07	32.5	ғющей, Ф La/La _{PAA}
натные ј	£8/ <i>L</i> †	0.7	1.9	0.3	1.7	0.2	74.10	0.51	1.09	28.6	cocrabл PAAS) / [(
Kap6oi	£8/IÞ	1.7	5.0	0.7	4.4	0.6	236.50	1.01	1.08	39.4	ипенной = (Ce/Ce ₁
	8/55	0.8	2.3	0.3	1.9	0.3	86.17	0.58	1.11	38.7	BOM TepF Ce/Ce* =
	£8/ 7 5	1.6	4.2	0.5	3.2	0.4	576.16	0.95	1.04	24.4	количест эмулам: (
	£8/£S	0.6	1.9	0.3	2.3	0.3	75.73	1.07	1.08	28.3	разным ы по фор
	25/83	0.7	2.0	0.3	1.9	0.3	102.87	0.96	1.08	35.7	е руды с юсчитан
	£8/0S	1.0	2.8	0.4	2.6	0.4	124.28	0.62	1.10	29.0	бонатны были ра].
уды*	£8/6†	0.8	2.2	0.3	1.9	0.3	108.53	0.74	1.10	32.5	,** – кар((Eu/Eu*) t al., 2017
идные р	£8/8‡	0.5	1.5	0.2	1.4	0.2	84.75	0.99	1.11	32.0	цементе вропия (Josso e
Okc	£8/SÞ	0.9	2.3	0.3	2.0	0.3	101.65	0.60	1.13	28.9	онатов в /Ce*) и е d _{PAS})] ^{0.} .
	£8/44	0.5	1.4	0.2	1.5	0.2	66.00	1.00	1.05	28	ом карбо рия (Се, х (Gd/G
	£8/£‡	1.2	3.3	0.5	3.0	0.4	163.79	0.96	1.07	35.8	оличеств малии це Sm _{PAAS})
	£8/0ħ	0.5	1.5	0.2	1.4	0.2	58.10	0.61	1.11	36.0	азным ко /да. Анол) / [(Sm/
	8/68	1.1	3.1	0.5	3.2	0.5	112.40	0.75	1.12	31.8	руды с р пцевая ру /Eu _{PAAS}
	£8/8£	1.1	3.0	0.4	2.4	0.3	147.05	0.74	1.12	30.0	ксидные я марган 1 * = (Eu,
	£8/L£	0.7	1.9	0.3	1.8	0.3	76.03	0.78	1.11	25.7	ние. * – о держаща ; Еи / Ес
TH	энопмоЯ	Но	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	Ce/Ce*	Eu/Eu	Y/Ho	Примечан фосфатсо Pr _{PAS})] ^{0.5}

Из приведенного графика рис. 6 следует, что концентрации РЗЭ в целом близки к используемому стандарту (в пробе фосфорита отмечаются более высокие концентрации, почти на порядок – до 927.26 ррт; см. табл. 2).

Одной из характерных особенностей изученных руд является присутствие в преобладающем количестве проб (как в карбонатных, так и в оксидно-карбонатных рудах) отрицательной цериевой аномалии (Се/Се^{*}_{РААS} – до 0.51; см. табл. 2, рис. 7). Однако в образце фосфорита (обр. 51/83) и обогащенной железом руде (обр. 53/83) этой аномалии не отмечается.

На рис. 7 показано распределение изотопно-го состава кислорода ($\delta^{18}O$, $\%_0$) и величин Се-аномалии. Здесь по оси $\delta^{18}O$ авторами выделены интервалы, характерные: I – для современных осадочных и раннедиагенетических карбонатов, II – для осадочных и раннедиагенетических карбонатов майкопского (опресненного?) марганцеворудного палеобассейна, характеризовавшегося также, что не исключено, и повышенными температурами седиментации, и III – для постраннедиагенетических (катагенетических) аутигенных карбонатов, которые формировались при отсутствии обмена придонных и поровых вод осадка.

Характер распределения фигуративных точек на графике рис. 7 позволяет сделать важный вывод, который заключается в том, что аутигенное карбонатное вещество зоны катагенеза (область III) в большинстве изученных случаев характеризуется отрицательной цериевой аномалией. Это может свидетельствовать о дефиците церия в растворах, в среде которых сформированы изученные (рудные) карбонаты и оксиды.

В то же время в некоторых пробах, как с высокими, так и с низкими величинами δ^{18} O, от-сутствуют аномалии по церию (Ce/Ce^{*}_{PAAS} близки к 1). Это может быть следствием восстановле-ния окисленных форм Ce⁴⁺ осадка до подвижной (Се³⁺), что и зафиксировано в аутигенных карбонатах марганца.

Примером раннедиагенетических карбонатов марганца с отсутствием аномалий по церию могут служить карбонатные руды Никопольского месторождения Украины [Sasmaz et al., 2020], которые по нашим данным, также были образованы в условиях раннего диагенеза [Кулешов, Домбровская, 1988].

Следует также отметить, что установленные нами отрицательные цериевые аномалии в квирильских рудах не показывают каких-либо

Габлица 2. Окончание



Рис. 4. Изотопный состав углерода (δ¹³C) и кислорода (δ¹⁸O) в породах и рудах Квирильского месторождения. 1 – карбонатное вещество оксидных руд; 2 – карбонатная марганцевая руда. Области A–Д – по [Кулешов, 2001а, 20016] с изменениями: A – область современных осадочных морских карбонатов, Б – область современных диагенетических морских карбонатов, В – предполагаемая область диагенетиче-

натов, Б – область современных диагенетических морских карбонатов, В – предполагаемая область диагенетических морских карбонатов олигоценового палеобассейна Закавказья, Г – предполагаемая область осадочных морских карбонатов олигоценового палеобассейна Закавказья, Д – область вторичных (эпигенетических) карбонатов.



Рис. 5. Соотношение концентраций P_2O_5 (мас. %) и суммы содержания редкоземельных элементов. Условные обозначения см. рис. 4.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 2 2024



Рис. 6. Распределение концентраций РЗЭ, нормализованных к PAAS [McLennan, 1989], в рудах Квирильского месторождения.

а, б – оксидные (с карбонатным цементом и без): а – с содержанием P_2O_5 меньше 0.5%, б – с содержанием P_2O_5 больше 0.5% (включая фосфорит); в – карбонатные.



Рис. 7. Распределение изотопного состава кислорода (δ^{18} O, ‰) и величин Се-аномалии в породах и рудах Квирильского месторождения.

По оси δ¹⁸О выделены интервалы, характерные для: I – современных осадочных и раннедиагенетических карбонатов, II – осадочных и раннедиагенетических карбонатов майкопского (опресненного?) марганценосного палеобассейна, III – постраннедиагенетических (катагенетических) аутигенных карбонатов. Серая вертикальная линия соответствует PAAS.

отчетливых зависимостей от содержания как железа, так и марганца. Это может свидетельствовать о незначительной роли оксидов (и гидроксидов) Fe и Mn в процессах концентрации церия (в общем случае – и РЗЭ).

В изученных образцах также отсутствуют выраженные отрицательные и положительные аномалии по европию (хотя, как будет показано ниже, в некоторых пробах отмечается незначительное обогащение европием, обусловившего крайне слабую аномалию этого элемента до 1.12; см. табл. 2).

Отношения Y/Ho в изученных рудах невысокие (24.4–38.0) и не зависят от состава породы.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Обсуждение генезиса руд Квирильского месторождения в литературе обычно проводится в совокупности и сравнительно с ранее эксплуатируемым (вплоть до начала нынешнего столетия) и хорошо изученным Чиатурским мес-

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 2 2024

торождением [Долидзе, 1980; Хамхадзе, Туманишвили, 1984], и в целом для месторождений марганца Дзирульского рудного района [Авалиани, 1982; Гогишвили и др., 1982].

Анализ существующих концепций относительно происхождения этих марганцевых месторождений и источников их вещества (собственно осадочная и осадочно-диагенетическая [Страхов и др., 1968; Мачабели, Хамхадзе, 1979; Долидзе и др., 1980; Авалиани, 1982; Бурджанадзе и др., 1982 и др.], и альтернативная – вулканогенно(гидротермально)-осадочная [Дзоценидзе, 1965; Табагари, 1980; Мстиславский, 1981, 1984; Гогишвили и др., 1982; Хамхадзе, Туманишвили, 1984 и др.]) дает обнадеживающие перспективы найти изотопные и геохимические подтверждения той или иной из этих гипотез.

<u>Изотопный состав углерода и кислоро-</u> <u>да</u>. Для изученных проб карбонатов марганца Квирильского месторождения можно было бы ожидать достаточно широкий спектр вариаций изотопного состава углерода и кислорода, которые были бы свойственны карбонатам, образованным в разных условиях и имеющих разный источник углекислотно-водного вещества.

Так, для карбонатных марганцевых руд исходно-осадочного генезиса мы должны были бы получить, как уже отмечалось выше, высокие значения δ^{13} С и δ^{18} О (-1...2% и 28...31‰ соответственно), т.е. изотопно-равновесные с бикарбонатом морской воды [Keith, Weber, 1964; Галимов, 1968]. Однако, таких карбонатов, изотопные данные которых соответствуют областям "А" и "Г" на рис. 4, мы не отмечаем.

В то же время наличие низких δ^{13} С (-20...-6‰) и высоких δ^{18} О (28...29‰) могут свидетельствовать о раннедиагенетической природе некоторой части изученных карбонатов Mn [Кулешов, 1986, 2013; Okita et al., 1988; Кулешов, Домбровская, 1993].

При интерпретации полученных изотопных данных по кислороду следует обратить внимание на олно важное обстоятельство. Оно заключается в том, что в целом наблюдается более легкий изотопный состав кислорода ($\delta^{18}O = 24...26\%$) для руд предполагаемого нами диагенетического происхождения (область "В", см. рис. 4) по сравнению с аналогичными карбонатами современных морских водоемов (область "Б", см. рис. 4). Это могло быть обусловлено, можно полагать, более легким изотопным составом воды (опреснение) и повышенными температурами седиментации в марганцеворудном бассейне майкопского времени. (Например, в прослоях песчаников рудной толщи Чиатурского месторождения присутствуют обугленные остатки растительности [Kuleshov et al., 2023], что может свидетельствовать о мелководности и существенном влиянии метеорных осадков (опреснении) на состав морской воды бассейна седиментации).

Карбонаты, характеризующиеся наиболее легким изотопным составом кислорода, т.е. наиболее низкими значениями δ^{18} O (21–24‰), были образованы, можно полагать, на последующих стадиях литогенеза [Кулешов, 20016].

Таким образом, полученные данные по изотопному составу углерода и кислорода свидетельствует о том, что карбонатное вещество изученных руд Квирильского месторождения имеет аутигенное происхождение и было образовано в разных условиях и на разных этапах литогенеза — как в зоне раннего диагенеза, когда еще происходил обмен вод илового садка с придонными водами, так и позже — в позднем диагенезе (или катагенезе) [Кулешов, 2001а, 20016]. Полученный вывод хорошо согласуется с имеющимися данными по изотопному составу серы [Кулешов, Домбровская, 19976]: значения δ^{34} S варьируют в очень широком интервале – от –20.3 до 38.3‰, VCDT (см. табл. 1). Наиболее низкие значения свойственны сульфидам, заключенным в оксидной марганцевой руде с карбонатным цементом (δ^{34} S = -20.3‰; обр. 52/83, см. табл. 1). Такой изотопный состав серы соответствуют сульфатам (и сульфидам) зоны раннего диагенеза [Виноградов, 1980]. Карбонат цемента этого же образца характеризуется высокими значениями δ^{18} O (28.4‰, VSMOW), что также характерно для аутигенных карбонатов зоны раннего диагенеза [Кулешов, 2001а].

В то же время, высокие значения δ^{34} S (вплоть до 38.3‰, обр. 46/83, см. табл. 1) свойственны сульфатам и сульфидам зоны катагенеза, где в условиях прекращения обмена растворенным сульфатом придонных вод и поровых вод осадка (закрытая изотопно-обменная система по сульфату) процессы сульфат-редукции приводят к утяжелению изотопного состава серы как остаточного сульфата, так и, как следствие, аутигенного пирита [Виноградов, 1980].

Редкоземельные элементы. Дополнительную информацию о происхождении и источнике рудного и нерудного вещества заключают в себе данные по составу РЗЭ, и в первую очередь, по европию и церию. Эти элементы относятся к редокс-чувствительным и способны отражать окислительно-восстановительные условия среды, которые устанавливаются по характерным изменениям относительной доли этих элементов [Piper, 1974; Liu et al., 1988; German, Elderfield, 1990a, 19906; Koeppenkastrop, De Carlo, 1992; MacLeod, Irving, 1996; Frimmel, 2009].

Установлено, что гидротермальные растворы, разгружающиеся в акватории Мирового океана, например, в районах срединно-океанических хребтов, обогащены легкими РЗЭ и Еu. Концентрации РЗЭ в таких растворах на 1-2 порядка (иногда больше) более высокие, чем в водах современных океанов [German et al., 19906; Mills, Elderfield, 1995; James et al., 1995; Bau, Dulski, 1999; Douville et al., 1999, 2002; Дубинин, 2006 и др.].

Европий в гидротермальных растворах при высоких температурах ($300-400^{\circ}$ C) и низких рН (\sim 3) находится в подвижном двухвалентном состоянии (Eu²⁺). В результате разгрузки этих растворов на дне морей и океанов и их смешения с окисленными морскими водами, европий окисляется (до Eu³⁺) и удаляется из раствора, обогащая взвешенное вещество (путем сорбции

преимущественно на частицах оксигидроксидов железа и марганца) и формируя в них положительную европиевую аномалию [Klinkhammer et al., 1994; German et al., 2002]. При попадании таких частиц в рудный осадок, последний может также приобретать высокие (выше 1) значения Eu/Eu^{*}_{PAAS}.

Положительную европиевую аномалию мы могли бы ожидать и в изученных рудах, поскольку геологические данные свидетельствуют о тесной пространственной и генетической связи железо-марганцевого оруденения с аутигенной кремнисто-цеолитовой минерализацией, которая приурочена к разрывным нарушениям [Махарадзе, 1972, 1979; Долидзе и др., 1980; Хамхадзе, 1981; Мачабели, 1986]. Последние могли быть путями разгрузки глубинных (гидротермальных, связанных с магматическими очагами или с проработкой магматических пород) растворов. Рудоносные глубинные растворы могли просачиваться (разгружаться) как на дно палеобассейна, так и внутри пластов рудного осадка.

Однако, в изученных рудах сколь-либо значимых положительных (также, как и отрицательных) аномалий европия мы не фиксируем; величина Eu/Eu^{*} чина Eu/Eu^{*} что позволяет судить о незначительном вкладе европия глубинного (связанного с магматическими породами) генезиса в процессе образования руд марганца.

В современных кислородсодержащих водах Мирового океана растворенный Ce^{3+} окисляется до Ce^{4+} и практически необратимо удаляется из растворов, что приводит к возникновению в морской воде отрицательной цериевой аномалии. Как следствие, например, скелетное вещество планктона (карбонаты, силикаты) [Дубинин, 2006] и арагонит кораллов морских водоемов [Sholkovitz, Shen, 1995; Northdurft et al., 2000; Webb, Kamber, 2000; Bi et al., 2019] также характеризуются дефицитом церия.

В тоже время, практически нерастворимые соединения четырехвалентного церия (CeO₂) накапливаются (сорбируются) на взвешенном веществе, где формируют положительную цериевую аномалию [Masuzawa, Koyama, 1989; Sholkovitz et al., 1994]. При попадании окисленных соединений церия в осадок, а также за счет сорбции, например, на оксигидроксидах железа и марганца, во многих случаях в железомарганцевых конкрециях и гидрогенных корках осадков отмечается положительная цериевая аномалия [Bau et al., 1996; Дубинин, 2006].

Таким образом, можно полагать, что наличие или отсутствие цериевой аномалии в изученных пробах может дать дополнительную информацию об условиях образования руд марганца Квирильского месторождения.

Как уже отмечалось, положительной цериевой аномалии в изученных рудах нами не установлено. В преобладающем большинстве проб присутствует только отрицательная (вплоть до 0.51) аномалия Ce/Ce_{PAAS}; в некоторых образцах аномалии этого элемента отсутствуют.

Следовательно, наличие отрицательной цериевой аномалии свидетельствует о формировании изученных карбонатных и оксиднокарбонатных руд в среде растворов, обедненных церием. Можно полагать, что ими могли быть, в первую очередь, окисленные воды майкопского палеобассейна (захороненные морские воды). При этом руды, в которых не фиксируются отрицательные аномалии этого элемента (Се/Сераксе близки к 1), были образованы или претерпели преобразования в восстановительных условиях на последующих стадиях литогенеза, когда происходило восстановление как железа и марганца, так и церия, без выноса его из системы.

Наличие отрицательной цериевой аномалии в оксидах марганца (также как и железа) Квирильского месторождения понятно и не вызывает затруднений при интерпретации. По нашему мнению, они наследуют состав придонных вод и поровых верхних частей илового осадка. Имеющиеся данные о современных осадках и конкрециях, например, Балтийского и Белого морей, которые могут служить модельными примерами образования карбонатных и железомарганцевых оксидных стяжений для олигоценового бассейна Грузии, во многих случаях также подтверждают это предположение. Например, в работе [Батурин, 2009, с. 461] для двух станций (№№ 738 и 760) в Финском заливе Балтийского моря отрицательные цериевые аномалии установлены как в железомарганцевых конкрециях, так и во вмещающих их осадках. При этом автором цитируемой работы отмечено усиление отрицательной аномалии в конкрециях относительно осадка, что объясняется перераспределением "...подвижных форм РЗЭ, перешедших из осадка в конкреции...". Отмечаются также пробы (ст. № 741), где отсутствуют выраженные аномалии по церию.

В Кандалакшском заливе Белого моря [Стрекопытов и др., 2005], также, как и в Баренцевом [Стрекопытов, Дубинин, 2001] и Карском [Vereshchagin et al., 2019] морях, железомарганцевые корки и стяжения во многих случаях также обнаруживают отрицательную цериевую аномалию.

Таким образом, наличие разных по величине цериевых аномалий в железомарганцевых конкрециях на приведенных примерах (Балтийское и др. моря) свидетельствует о различных путях (условиях) образования этих конкреций в насыщенных кислородом придонных водах.

При интерпретации выявленных аномалий церия в рудах Квирильского месторождения следует учитывать физико-химические условия образования оксидов (железа и марганца) и аутигенных карбонатов (марганца), и, в первую очередь, такие параметры, как pH и Eh, влияющие на устойчивость оксидных и карбонатных минералов [Glasby, Schulz, 1999; Atlas ..., 2005; Maynard, 2014]. Например, в верхних (придонных) частях осадков Балтики (0-20 см от поверхности осадков) эти параметры могут существенно меняться. По данным [Carman, Rahm, 1997], в иловой воде на 6 станциях отбора проб на глубине 0.5-9.5 см ниже поверхности морского дна рН варьировало в пределах 6.98-8.26, а Eh (мВ) изменялось от -188 до +412. Отметим, что величины Eh и pH на разных станциях имеют разное распределение в зависимости от глубины отбора пробы (внутри осадка); восстановительные условия (отрицательные Eh) в отложениях отмечаются уже с глубины 7 см от поверхности осадка.

Аналогичные данные приведены в работах [Емельянов и др., 1986; Baturin et al., 1995; Hlawatsch et al., 2002].

Следует также отметить, что во многих случаях характер распределения РЗЭ в осадках и в марганцевых конкрециях Балтийского моря различен. Например, в железомарганцевых оксидных конкрециях, собранных с морского дна в Приморских районах Польши, обнаружены отрицательные цериевые аномалии [Szamałek et al., 2018]. Железомарганцевые конкреции из Слупской депрессии (Балтийское море, экономическая зона Польши) также показывают отрицательные Се-аномалии. Но для вмещающих их отложений характерны слабо положительные Ce-аномалии [Szefer et al., 1998]. В тоже время, поверхностные отложения (до глубины 1–1.5 см) из польского сектора Вислинского залива [Szefer et al., 1999] и илы (до глубины 3-5 см) из Готландской и Борнхольмской глубоководных котловин Балтийского моря [Батурин, Емельянов, 2012] имеют незначительную отрицательную Се-аномалию (0.87-0.97).

Заслуживают внимания также данные, полученные для пелагических отложений севера центральной части Тихого океана [De Carlo, 1993], где в осадках и поровых водах с глубины 145-150 см ниже поверхности морского дна проявляются, как и в квирильских рудах, отрицательные Се-аномалии и обогащение средними РЗЭ по сравнению с легкими и тяжелыми РЗЭ. Аналогичное распределение РЗЭ на таких глубинах в зонах метаногенеза и сульфат-редукции с генерацией аутигенных карбонатов мы можем видеть на идеализированных схемах, где показаны отрицательные Се-аномалии и постепенное обогащение средними и тяжелыми РЗЭ [Canfield, Thamdrup, 2009; Haley, 2004; Kim et al., 2012]. Это обусловлено, по-видимому, как полагают [Smrzka et al., 2019], "строгим контролем диагенетической ремобилизации" твердых фаз, содержащих РЗЭ, таких как фосфаты, оксиды железа и марганца и органическое вещество.

Особенности генезиса руд Квирильского месторождения. Полученные изотопные данные по углероду и кислороду (δ^{13} C, δ^{18} O), а также имеющиеся данные по изотопному составу серы (δ^{34} S), и характер распределения РЗЭ позволяют заключить, что изученные оксидные и карбонатные руды были образованы как в деплетированных по церию окисленных придонных и иловых (верхние части осадков) водах майкопского бассейна, так и в более глубоких горизонтах осадков, также с низкими содержаниями церия, где господствуют восстановительные условия.

Важным вопросом при изучении Квирильского месторождения является выяснение источника марганца. Как уже отмечалось выше, что, по аналогии с Чиатурским месторождением, высказывались разные точки зрения поступления марганца в бассейн седиментации (и в осадки); а именно — как с материковым сносом, так и с подводной разгрузкой марганецсодержащих гидротерм [Страхов и др., 1968; Мачабели, Хамхадзе, 1979; Долидзе, 1980; Авалиани, 1982; Гогишвили и др., 1982; Хамхадзе, Туманишвили, 1984 и др.]. Закономерности распределения РЗЭ вносят существенную информацию в решение этого вопроса.

Так, отсутствие ярко выраженной положительной аномалии (1.5–2 и выше) в содержаниях европия в изученных рудах и породах может свидетельствовать о том, что гидротермальный источник марганца, связанный с магматическими породами, при формировании рудных толщ не имел существенного влияния. Важно также отметить, что не отмечается положительной корреляции содержания MnO и суммы $Al_2O_3 + TiO_2$ (рис. 8а). Скорее наоборот — пробы с максимальными концентрациями марганца характеризуются наименьшими содержаниями суммы оксидов алюминия и титана. Это может свидетельствовать о незначительном вкладе материкового сноса в общий баланс марганца в майкопских отложениях рассматриваемого месторождения.

В тоже время отмечается очень слабая корреляционная зависимость Eu-аномалии и содержания $Al_2O_3 + TiO_2$ в изученных пробах (R = 0.19, см. рис. 8б). Это может указывать все же на поступление незначительного количества европия с окружающей суши.

Более высокая корреляционная зависимость (R = 0.31) отмечается в распределении MnO и Ец-аномалии (см. рис. 8в). Такая зависимость могла быть обусловлена тем, что марганценосные растворы, участвующие в формировании аутигенных руд марганца, могли быть обогащены европием при взаимодействии с туфогенным материалом [Долидзе и др., 1980] вмещающего разреза. Это не противоречит имеющимся фактам, поскольку, как уже отмечалось выше, в породах нижнего олигоцена, а также в подстилающих их мергелях верхнего эоцена Квирильской впадины описаны продукты вулканизма, представленные вулканическим стеклом, обломками плагиоклаза, пеплом, туфами и туффитами [Махарадзе, Чхеидзе, 1971; Долидзе и др., 1980].

Следовательно, можно полагать, что источник(и) марганца не был(и) связан(ы) ни с материковым сносом, ни с гидротермами, обогащенными марганцем в результате их взаимодействия с магматическими породами. Основной привнос марганца в придонные воды и в осадок, как это нами предполагалось ранее для Чиатурского месторождения [Кулешов, Домбровская, 1997а, 19976] осуществлялся элизионными водами, которые разгружались как на дне палеобассейна, так и в самих осадках. Это не противоречит имеющимся геологическим данным.

Таким образом, образование и преобразование руд марганца на Квирильском месторождении происходило на всех этапах литогенеза. Можно полагать, как показано З.М. Штанчаевой [1984], в марганцеворудном палеобассейне майкопского времени марганец отлагался первоначально в форме гидроксидов в условиях окислительной обстановки, существовавшей на дне моря. На стадии раннего диагенеза происходило перераспределение вещества; гидроксиды





Рис. 8. Соотношения распределений MnO (мас. %) и $Al_2O_3 + TiO_2$ (мас. %) (а), Еu-аномалии и содержания $Al_2O_3 + TiO_2$ (мас. %) (б) и MnO (мас. %) и Еu-аномалии (в) в породах и рудах Квирильского месторождения.

Условные обозначения см. рис. 4.

марганца растворялись и отлагались в виде манганита, образуя оолитовые и пизолитовые стяжения (зародышами служили терригенные зерна или спикулы губок). На последующих этапах литогенеза происходило замещение карбонатами марганца всех элементов оксидных руд и вмещающих их пород (оолито-пизолитовых форм, рудного цемента, опалового цемента, опаловых стяжений и др.). При замещении карбонатами марганца манганитовых оолитов, как предполагалось 3.М. Штанчаевой [1984], последние "съедаются" и при полном замещении исчезают текстурные особенности манганитовой руды (см. рис. 3в–3з).

Важным моментом при обсуждении источника рудного вещества и условий образования руд является отсутствие аномалий по европию. Учитывая тот факт, что марганцевое оруденение внутри терригенных отложений майкопской серии четко приурочено к участкам развития аутигенной кремнисто-цеолитовой минерализации, которая наиболее интенсивно проявлена вдоль линий разрывных нарушений, т.е. к зонам наиболее интенсивного гидротермального преобразования вмещающих пород. Если преобразующие гидротермальные флюиды генетически были связаны с магматическими очагами, то мы должны были ожидать наличие положительных Eu-аномалий. Однако этого не наблюдается.

Причина отсутствия положительных аномалий европия в составе преобразующих флюидов может быть связана с их происхождением. Этими флюидами, как нами ранее предполагалось [Кулешов, Домбровская, 19976], могли быть элизионные, т.е. катагенные воды, которые не связаны в своем происхождении с магматическими (глубинными) породами. Генерация этих вод происходила, по-видимому, в зонах нефтегазообразования в терригенных породах осадочной толщи окружающих нефтегазоносных районов. Например, юго-западнее Квирильской депрессии расположена Рионская впадина с Колхидским и Гурийским нефте-газоносными районами (НГР) [Лалиев, 1964], а соединяющий эти впадины узкий "пролив" между Окрибской и Аджаро-Триалетской сушами в олигоцене, по-видимому, создавал благоприятные гидродинамические условия для поступления элизионных вод из очагов нефтегазообразования в зону разгрузки, которой служили значительно выше (гипсометрически) расположенные отложения майкопской серии Квирильского бассейна.

Состав редкоземельных элементов (РЗЭ) в элизионных водах Рионской впадины, также, как и в других элизионных бассейнах, до сих пор остается не изученным. По всей видимости, содержание РЗЭ в таких водах будет определяться геологическим строением и составом того или иного бассейна. Этот вопрос требует дальнейшего изучения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение изотопного состава углерода и кислорода (δ^{13} C, δ^{18} O) и РЗЭ, а также имеющиеся данные по изотопному составу серы (δ^{34} S) в породах и рудах Квирильского месторождения (Грузия), позволило выявить ряд особенностей, которые заключают в себе дополнительную информацию об условиях образования руд.

Низкие значения величин δ^{13} С и δ^{18} О в карбонатном веществе марганцевых руд позволяют считать, что изученные руды имеют аутигенное происхождение. Они были образованы как в зоне раннего диагенеза осадков олигоценового палеобассейна, так и позже, в позднем диагенезе (катагенезе).

Отсутствуют положительные аномалии по европию (величина Eu/Eu_{PAAS} не превышает 1.12). Это может свидетельствовать о незначительном вкладе европия глубинного (связанного с магматическими породами) генезиса в процессе образования руд марганца.

В преобладающем количестве проб (как в карбонатных, так и в оксидно-карбонатных рудах) установлена отрицательная цериевая аномалия (Ce/Ce^{*}_{PAAS} – до 0.51). Это свидетельствует о дефиците церия в как в придонных и иловых водах зоны раннего диагенеза, так и в растворах осадков, утративших связь с придонными водами (поздний диагенез, катагенез), в среде которых были сформированы изученные рудные оксиды и карбонаты.

Источником марганца служили, по-видимому, деплетированные по церию элизионные воды, которые могли разгружаться как на дно палеобассейна, так и в терригенных осадках майкопской толщи.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в соответствии с планом НИР Геологического института РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авалиани Г.А. Марганцевые месторождения Грузии (геология, минералогия, генезис). М.: Наука, 1982. 170 с. *Батурин Г.Н.* Геохимия железомарганцевых конкреций Финского залива, Балтийское море // Литология и полез. ископаемые. 2009. № 5. С. 451–467.

Батурин Г.Н., Емельянов Е.М. Микроэлементы в углеродистых осадках Балтийского моря // Океанология. 2012. Т. 52. № 4. С. 539–546.

Бурджанадзе Д.С., Леквинадзе Р.Д., Эдилашвили Э.Я. Марганценосность олигоцен-нижнемиоценовых отложений центральной части Грузинской Глыбы // Геология и геохимия марганца. М.: Наука, 1982. С. 147–150.

Бычкова Я.В., Стародымова Д.П., Шайхутдинова К.В. и др. Особенности химической подготовки проб донных отложений для мультиэлементного анализа методом ИСП-МС // Вестник МГУ. 2020. Сер. 4 (Геология). № 3. С. 45–54.

Виноградов В.И. Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. М.: Наука, 1980. 192 с.

Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 226 с.

Гогишвили В.Г., Хамхадзе Н.И., Гуниава В.Д. Генетические типы кремнисто-марганцевой минерализации Закавказья // Геология и геохимия марганца. М.: Наука, 1982. С. 140–147.

Дзоценидзе Г.С. Геологические условия формирования марганцевых месторождений Чиатуры и Квирильской депрессии // Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М.: Наука, 1980. С. 62–69.

Дзоценидзе Г.С. О генезисе Чиатурского месторождения марганца // Литология и полез. ископаемые. 1965. № 1. С. 3–17.

Долидзе Д. П., Мачабели Г.А., Табагари В.И. и др. Литогенез олигоценовых марганценосных отложений Квирильской депрессии и направление дальнейших поисково-разведочных работ // Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. 1980. С. 75–86.

Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 360 с.

Емельянов Е.М., Волков И.И., Розанов А.Г. и др. Процессы восстановительного диагенеза в осадках впадин // Геохимия осадочного процесса в Балтийском море. М.: Наука, 1986. С. 131–155.

Кулешов В.Н. Марганцевые породы и руды: геохимия изотопов, генезис, эволюция рудогенеза. М.: Научный мир, 2013. 540 с.

Кулешов В. Н. Изотопный состав и происхождение глубинных карбонатов. М.: Наука, 1986. 126 с.

Кулешов В. Н. Эволюция изотопных углекислотноводных систем в литогенезе. Сообщение 1. Седиментогенез и диагенез // Литология и полез. ископаемые. 2001а. № 5. С. 491–508.

Кулешов В.Н. Эволюция изотопных углекислотноводных систем в литогенезе. Сообщение 2. Катагенез // Литология и полез. ископаемые. 20016. № 6. С. 610–630.

Кулешов В.Н., Домбровская Ж.В. Изотопный состав и условия образования Никопольских карбонатных марганцевых руд // Изотопная геохимия процесса рудообразования. М.: Наука, 1988. С. 233–258.

Кулешов В.Н., Домбровская Ж.В. К вопросу о генезисе карбонатных марганцевых руд Мангышлакского месторождения (по данным изотопного состава углерода и кислорода) // Литология и полез. ископаемые. 1993. № 2. С. 34–43.

Кулешов В.Н., Домбровская Ж.В. Марганцевые месторождения Грузии. Сообщение 1. Геологические особенности и изотопный состав карбонатных марганцевых руд Чиатурского и Квирильского месторождений // Литология и полез. ископаемые. 1997а. № 3. С. 286–306.

Кулешов В.Н., Домбровская Ж.В. Марганцевые месторождения Грузии. Сообщение 2. Происхождение марганцевых руд (на примере Чиатурского и Квирильского месторождений) // Литология и полез. ископаемые. 1997б. № 4. С. 339–355.

Лалиев А.Г. Майкопская серия Грузии. М.: Недра, 1964. 308 с.

Махарадзе А.И. Об источниках и путях привноса Mn, Si, Fe и P в нижнеолигоценовых отложениях Западной Грузии // Докл. АН СССР.1972. Т. 202. № 4. С. 929–931.

Махарадзе А.И. Кремнисто-цеолитовые породы майкопской серии Грузии и условия их формирования // Материалы по полезным ископаемым Кавказа. Тбилиси: Изд-во Ганатлеба, 1979. С. 207–218.

Махарадзе А.И., Чхеидзе Р.Г. Литология олигоценовых отложений Квирильской депрессии и о генезисе связанных с ними полезных ископаемых // Труды КИМС. 1971. Т. 9. № 2. С. 177–188.

Мачабели Г.А. Специфика седименто- и диагенеза олигоценовых марганценосных отложений Грузии // Условия образования рудных месторождений. М.: Наука, 1986. Т. 2. С. 839–849.

Мачабели Г.А., Хамхадзе Н.И. О литологических особенностях олигоценовых марганценосных отложений Кавказа и источнике марганца // Вопросы геологии и технологии полезных ископаемых Кавказа. Тбилиси: Сабчота Сакартвело, 1979. С. 33–39.

Мерабишвили М.С., Чхеидзе Р.Г., Доленджишвили Ц.Г. и др. Высококремнистые цеолиты Закавказья и возможные пути их миграции // Вопросы геологии и технологии полезных ископаемых Кавказа. Тбилиси: Сабчота Сакартвело, 1979. С. 221–230.

Мстиславский М.М. Палеотектонические особенности локализации олигоценовых марганцеворудных месторождений юга СССР // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260. № 5. С. 1207–1212.

Мстиславский М.М. О рудоподводящем канале Чиатурского месторождения марганца // Геология рудных месторождений. 1984. Т. 26. С. 68–76. Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е., Калиненко В.В. и др. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М.: Наука, 1968. 495 с. (Тр. ГИН АН СССР. Т. 185)

Стрекопытов С.В., Успенская Т.Ю., Виноградова Е.Л., Дубинин А.В. Геохимия раннего диагенеза осадков Кандалашского залива Белого моря // Геохимия. 2005. № 2. С. 144–157.

Стрекопытов С.В., Дубинин А.В. К геохимии железистых стяжений Баренцева моря // Океанология. 2001. Т. 41. № 3. С. 386–393.

Табагари Д.В. Распределение и вещественный состав генетических типов марганцевых руд на Чиатурском месторождении // Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М.: Наука, 1980. С. 86–94.

Туманишвили Г.П. Литология и условия формирования олигоценовых марганценосных отложений Квирильской депрессии (Западная Грузия) / Автореф. ... канд. геол.-мин. наук. Ростов-на-Дону,1989. 25 с.

Хамхадзе Н.И. О связи кремне- и рудообразования в марганцевых месторождениях Грузии // Вулканизм и литогенез. Тбилиси: Мецниереба, 1981. С. 141–146.

Хамхадзе Н.И., Туманишвили Г.П. Палеотектонические особенности локализации марганцевых руд Квирильской депрессии // Марганцевые месторождения в осадочных и вулканогенно-осадочных отложениях (Тезисы докладов III Всесоюзного совещания по марганцевым рудам СССР, 25–27 мая 1982 г., г. Каражал). М.: Изд-во АН СССР, Министерство геологии СССР, Министерство геологии Казахской ССР, 1982. С. 40–41.

Хамхадзе Н.И., Туманишвили Г.П. Палеотектонические особенности локализации марганцевых руд Квирильской депрессии // Марганцевое рудообразование на территории СССР. М.: Наука, 1984. С. 227–235.

Штанчаева З.М. Геохимия некоторых тяжелых металлов в рассолах газонефтяных месторождений Северного Дагестана. Махачкала, 1984. С. 12–25. (Тр. Института геологии Дагестанского филиала АН СССР. Т. 31)

Эдилашвили В.Я., Леквинадзе Р.Д., Гогиберидзе В.В., Бурджанадзе Д.С. Геологическое строение района олигоценовых марганцевых месторождений Грузии и вопросы их перспективности // Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М.: Наука, 1980. С. 69–74.

Эдилашвили В.Я., Леквинадзе Р.Д., Гогиберидзе В.В. О влиянии тектоники на марганценакопление в Грузии // Советская геология. 1973а. № 4. С. 106–114.

Эдилашвили В.Я., Леквинадзе Р.Д., Гогиберидзе В.В., Бурджанадзе Д.С. О геологических условиях марганценакопления в Грузии // Материалы Кавказ. Института минер. сырья. 19736. Сер. геол. Т. 10. № 12. С. 135–142. Atlas of Eh-pH diagrams Intercomparison of thermodynamic databases Geological Survey of Japan Open File Report № 419 // National Institute of Advanced Industrial Science and Technology Research Center for Deep Geological Environments Naoto TAKENO. 2005. 285 p.

Baturin G.N., Emelyanov E.M., Kunzendorf H. Authigenous deposits in the Bornholm basin // Authigenous deposits in sediments // Aarhus Geoscience. 1995. № 5. P. 189–194.

Bau M., Koschinsky A., Dulsky P., Heinz J. R. Comparison of the partitioning behaviours of yttrium, rare earth elements, and titanium between hydrogenetic marine ferromanganese crusts and seawater // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60. № 10. P. 1709–1725.

Bau M., Dulski P. Comparing yttrium and rare earth in hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic Ridge: Implication for Y and REE behaveur during near-vent mixing and for the Y/Ho ratio of Proterozoic seawater // Chem. Geol. 1999. № 155. P. 77–90.

Bi D., Zhai S., Zhang D. et al. Geochemical Characteristics South China Sea: Geochemical Characteristics of the Trace and Rare Earth Elements in Reef Carbonates from the Xisha Islands (South China Sea): Implications for Sediment Provenance and Paleoenvironment // J. Ocean Univ. China. 2019. V. 18. № 6. P. 1291–1301.

Canfield D., Thamdrup B. Towards a consistent classification scheme for geochemical environments, or, why we wish the term 'suboxic' would go away // Geobiology. 2009. № 7. P. 385–392.

Carman R., Rahm L. Early diagenesis sediments in and chemical characteristics of interstitial water and the deep deposition bottoms of the Baltic proper // J. Sea Res. 1997. \mathbb{N} 37. P. 25–47.

De Carlo E. H. Geochemistry of pore water and sediments recovered from Leg 136, Hawaiian Arch / Eds R.H. Wilkens, J. Firth, J. Bender et al. // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1993. V. 136. P. 77–83.

Douville E., Bienvenu P., Charlou J.L. et al. Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydro-thermal systems // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V. 63. № 4. P. 627–643.

Douville E., Charlou J.L., Oelkers E.H. et al. The Rainbow vent fluids (36°14 N MAR): the influence of ultramatic rocks and phase separation on trace metal content in Mid-Atlantic Ridge hydrothermal fluids // Chem. Geol. 2002.V. 184. No 1–2. P. 37–48.

Frimmel H.E. Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as palaeoenvironmental indicator // Chem. Geol. 2009. № 258. P. 338–353.

German Ch.R., Elderfield H. Application of the Ce anomaly as a paleoredox indicator: The ground rules // Paleoceanography. 1990a. V. 5. № 5. P. 823–833. German C. R., Klinkhammer G. P., Edmond J. M. et al. Hydrothermal scavenging of rare-earth elements in the ocean // Nature. 1990b. V. 345. № 6275. P. 516–518.

German C.R., Colley S., Palmer M.R et al. Hydrothermal plum-particle fluxes at $13^{\circ}N$ on the East Pacific Rise // Deep-Sea Res. 2002. No 49. P. 1921–1940.

Glasby G.P., Schulz H.D. Eh, pH diagrams for Mn, Fe, Co, Ni, Cu and As under seawater conditions: Applications of two new types of Eh, pH diagrams to the study of specific problems in marine geochemistry // Aquatic Geochemistry. 1999. \mathbb{N} 5. P. 227–248.

James R. H., Elderfield H., Palmer M. R. The geochemistry of hydrothermal fluids from the Broken Spur site, 29°N Mid-Atlanti Ridge // Geochim. Cocmochim. Acta. 1995. V. 59. № 4. P. 651–659.

Haley B.A., Klinkhammer G.P., McManus J. Rare earth elements in pore waters of marine sediments // Geochim. Cosmochim. Acta. 2004. V. 68. № 6. P. 1265–1279.

Hlawatsch S., Neumann T., Van den Berg C.M.G. et al. Fast-growing, shallow-water ferro-manganese nodules from the western Baltic Sea: origin and modes of trace element incorporation // Marine Geology. 2002. V. 182. P. 373–387.

Keith M.J., Weber J.N. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils // Geochim. Cosmochim. Acta. 1964. V. 28. № 11. P. 1787–1816.

Kim J-H., Torres M.E., Haley B.A. et al. The effect of diagenesis and fluid migration on rare earth element distribution in pore fluids of the northern Cascadia accretionary margin // Chem. Geol. 2012. V. 291. № 6. P. 152–165.

Klinkhammer G., German C.R., Elderfield H. et al. Rare earth elements in hydrothermal fluids and plum particulates by inductively coupled plasma mass spectrometry // Mar. Chem. 1994. № 45. P. 179–186.

Koeppenkastrop D., De Carlo E. H. Sorption of rare-earth elements from seawater onto synthetic mineral particles: An experimental approach // Chem. Geol. 1992. \mathbb{N}_{9} 95. P. 251–263.

Liu Y.-G., Mian M.R., Schmitt R.A. Cerium: A chemical tracer for paleo-oceanic redox conditions // Geochim. Cosmochim. Acta. 1988. № 52. P. 1361–1371.

Maynard J. B. Manganiferous Sediments, Rocks, and Ores // Treatise on Geochemistry / Second Edition. 2014. \mathbb{N} 9. P. 327–349.

Masuzawa T., Koyama M. Settling particles with positive Ce anomalies from the Japan sea // Geophys. Res. 1989. V. 16. \mathbb{N} 6. P. 503–506.

McLennan S. M. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes // Geochemistry and mineralogy of rare earth elements // Rev. in Mineralogy 21 / Eds B.R. Lipin, G.A. McKay. 1989. P. 169–200.

MacLeod K.G., Irving A.J. Correlation of cerium anomalies with indicators of paleoenvironment // J. Sediment. Res. 1996. V. 66. \mathbb{N} 5. P. 948–955.

Mills R.A., Elderfield H. Rare earth element geochemistry of hydrothermal deposits from the active TAG Mound, 26°N Mid-Atlantic Ridge // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. № 17. P. 3511–3524.

Northdurft L.D., Webb G.E., Kamber B.S. Rare earth element geochemistry of Late Devonian reefal carbonates, Canning Basin, Western Australia: Confirmation of a seawater REE proxy in ancient limestones // Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. V. 68. № 2. P. 263–283.

Okita P.M., Maynard J.B., Spikers E.C. et al. Isotopic evidence for organic matter oxidation by manganese reduction in the formation of stratiform manganese carbonate ore // Geochim. Cosmochim. Acta. 1988. \mathbb{N} 52. P. 2679–2685.

Sasmaz A., Zagnitko V.M., Sasmaz B. Major, trace and rare earth element (REE) geochemistry of the Oligocene stratiform manganese oxide-hydroxide deposits in the Nikopol, Ukraine // Ore Geology Rev. 2020. V. 126. 103772.

Sholkovitz E.R., Shen G.T. The incorporation of rare earth elements in modern corals // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. № 13. P. 2749–2756.

Sholkovitz E. R., Landing W.M., Lewis B.L. Ocean particle chemistry: The fractionation of rare earth elements between suspensed particles and seawater // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. V. 58. № 6. P. 1567–1579.

Smrzka D., Zwicker J., Bach W. et al. The behavior of trace elements in seawater, sedimentary pore water, and their incorporation into carbonate minerals: a review // Facies. 2019. V. 65. 41.

Szamałek K., Uścinowicz S., Zglinicki K. Rare earth elements in Fe-Mn nodules from the southern Baltic Sea – a preliminary study // Biuletyn panństwowego instytutu geologicznego. 2018. № 472. P. 199–212.

Szefer P., Glasby G.P., Kunzendorf H. et al. The distribution of rare earth and other elements and the mineralogy of the iron oxyhydroxide phase in marine ferromanganese concretions from within Slupsk Furrow in the southern Baltic // Applied Geochemistry. 1998. № 13. P. 305–312.

Szefer P., Glasby G.P., Stűben D. et al. Distribution of selected heavy metals and rare earth elements in surficial sediments from the Polish sector of the Vistula Lagoon // Chemosphere. 1999. V. 39. № 15. P. 2785–2798.

Piper D. Rare earth elements in the sedimentary cycle: A summary // Chem. Geol. 1974. № 14. P. 285–304.

Vereshchagin O.S., Perova E.N., Brusnitsyn A.I. et al. Ferro-manganese nodules from the Kara Sea: Mineralogy, geochemistry and genesis // Ore Geology Rev. 2019. \mathbb{N}° 106. P. 192–204.

Webb G.E., Kamber B.S. Rare earth elements in Holocene reefal microbialites: A new shallow seawater proxy // Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. V. 64. № 9. P. 1557–1565.

FEATURES OF THE GENESIS OF MANGANESE ORES OF THE KVIRILA DEPOSIT, GEORGIA (ACCORDING TO THE DATA CARBON AND OXYGEN ISOTOPE COMPOSITION AND RARE EARTH ELEMENTS GEOCHEMISTRY)

V.N. Kuleshov^{1, *}, A. Yu. Bychkov^{2, **}, I. Yu. Nikolaeva², M.E. Tarnopolskaya²

 ¹Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia
²Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory, 1, Moscow, 119991 Russia

> *e-mail: vnkuleshov@mail.ru **e-mail: andrewbychkov@rambler.ru

Original data on the isotopic composition (δ^{13} C, δ^{18} O) and geochemistry of major and rare earth elements (REE) in manganese ores of the Rodinauly section of the Kvirila deposit (Georgia) presents in this article. δ^{13} C (V-PDB) values in the carbonate ores vary from –19.6 to –6.6‰, and δ^{18} O (V-SMOW) – from 21.1 to 29.1‰; in the carbonate substance of cement of oxide ores – from –14.9 to –5.5‰ and from 21.8 to 28.4‰, respectively. A feature of the studied ores is the presence in the predominant number of samples (both carbonate and oxide ores) of a negative cerium anomaly (Ce/Ce_{PAAS} – up to 0.51); there is no pronounced anomaly in europium in them. A conclusion has been made about the formation of ores both under conditions of early diagenesis of sediments and later during catagenesis, which took place with the participation of metal-bearing elision solutions.

Keywords: manganese ores, isotopic composition, carbon, oxygen, rare earth elements, Kvirila deposit, Georgia.

УДК 550.361

ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ И ТЕРМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА АСТРАХАНСКОЙ НЕФТЕГАЗОДОБЫВАЮЩЕЙ ПРОВИНЦИИ

© 2024 г. М. Д. Хуторской*, О. С. Белых, Д. С. Никитин, Е. Л. Прикащикова

Геологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

*e-mail: mdkh1@yandex.ru Поступила в редакцию 30.08.2023 г. После доработки 20.10.2023 г. Принята к публикации 03.11.2023 г.

В статье рассматриваются данные о распределении температур и теплового потока в осадочном чехле Астраханского свода в Прикаспийской впадине. Проведен расчет глубинных температур в двух- и трехмерном пространстве на основе технологии термической томографии. Параметрами для этого расчета являлись оригинальные данные о теплофизических свойствах пород осадочного чехла и о концентрации долгоживущих изотопов в породах. Палинспастические реконструкции истории седиментации чехла послужили основой для расчета эволюции температур на протяжении 400 млн лет.

Ключевые слова: Прикаспийская впадина, Астраханский свод, тепловой поток, теплопроводность, радиогенная теплогенерация, численное моделирование. **DOI:** 10.31857/S0024497X24020044, **EDN:** zbvugq

Применение теоретических и методических аспектов геотермии в геологоразведочной практике на нефтегазовых месторождениях сейчас становится повсеместным. Достаточно вспомнить, что ни один программный продукт, реализующий технологию бассейнового моделирования, не обходится без задания редуцированного теплового потока в качестве граничного условия, а теплофизических свойств (температуро- и теплопроводности, теплоемкости) – как параметров модели. Отсюда следует вывод, что точность, а, следовательно, и достоверность при прогнозе нефтегазоносности с помощью бассейнового моделирования зависят от корректности задания редуцированного теплового потока как условия на нижней границе области моделирования.

Под редуцированным тепловым потоком мы понимаем тот тепловой поток, который поступает к подошве слоя активной радиогенной теплогенерации (РТГ). Толщина этого слоя зависит от концентрации долгоживущих изотопов 238 U, 232 Th, 40 K в земной коре, и в платформенных структурах она обычно изменяется от 7 до 20 км. Такой заметный разброс глубин заставляет более детально анализировать долю радиогенного тепла в общем тепловом балансе и эмпирически исследовать редукцию, т.е. убывание теплового потока с глубиной по мере уменьшения концентрации перечисленных долгоживущих изотопов.

В этой работе мы постарались обобщить данные материалов термокаротажа и высокоточных температурных зондирований скважин и результаты определения теплопроводности образцов керна Астраханского свода и смежных территорий, а также выполнить расчет численных моделей распределения температур и теплового потока в геометрии 2D и 3D по скважинным температурным измерениям вдоль профилей МОВ ОГТ и провести расчет нестационарного процесса тепловой эволюции осадочного бассейна для интервала геологического времени от 400 млн лет до настоящего времени.

МЕТОДИКА МОДЕЛИРОВАНИЯ, ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ И РАДИОГЕННОЙ ТЕПЛОГЕНЕРАЦИИ ПОРОД РАЗРЕЗА

Использование трехмерного геотермического моделирования, которое мы идентифицировали как метод термической томографии [Хуторской и др., 2003], основан на объемной интерполяции геотермического поля. Применение этого метода открыло возможности для обнаружения аномалий температуры и теплового потока, которые совершенно не проявлялись при анализе одно- или двухмерного распределения этих параметров.

Особенно ярко большая информативность 3D-геотермических моделей по сравнению с 1D-и 2D-моделями подтверждается в изометричных структурах, которыми в большинстве случаев являются впадины осадочных бассейнов.

Практическое значение термотомографической методики заключается в нахождении температурных границ, контролирующих тот или иной процесс генерации или трансформации вещества. Например, для прогнозирования нефтегазоносности с помощью термотомографии оценивается глубина температурного интервала, в пределах которого происходят катагенетические изменения органического вещества. С помощью той же методики можно определить глубину температурных интервалов, контролирующих гидротермальное рудообразование, глубину изотермы Кюри, *PT*-условия фаций регионального метаморфизма в конкретном регионе.

Метод термотомографии может применяться при любом масштабе исследований — от осадочного бассейна в целом до локальной его структуры. В первом случае он может рассматриваться как прогнозный, а во втором — как поисковоразведочный. Естественно, мы отдаем себе отчет в том, что эта методика не должна применяться автономно, а только в комплексе геологогеофизических поисково-разведочных работ на углеводородное сырье [Хуторской, 2008].

Для реализации метода необходима информация о структуре разреза, получаемая по данным бурения и/или сейсмического профилирования, а также о величине фонового теплового потока для конкретного региона, что позволяет задать краевые условия для последующего численного моделирования.

Для каждого профиля при моделировании задается значение краевой температуры на верхней границе (как правило, на подошве гелиотермозоны) в соответствии с метеорологическими данными, и редуцированный тепловой поток на нижней границе (q_{ped}), соответствующий его измерениям в ближайших скважинах ($q_{набл}$) за вычетом теплового потока, генерируемого в вышележащем слое земной коры при спонтанном распаде долгоживущих радиоизотопов ($q_{p.}$), т.е. $q_{ped.} = q_{набл.} - q_{pad}$. Радиогенный тепловой поток (q_{pad}) рассчитывается на основании сейсмической информации о мощности слоя (z_i) и его составе, а также на основе расчета этой величины из аналитически определенных концентраций содержания долгоживущих радионуклидов: ²³⁸U, ²³²Th и ⁴⁰K, (q_{pad})_{*i*} = $A(x, z) \cdot z_i$ [Смыслов и др., 1979].

Точность расчетов оценивается по двум критериям: во-первых, по совпадению модельного и измеренного в скважинах теплового потока; во-вторых, по совпадению температур на пересечении профилей. Метод наименьших квадратов, примененный для оценки погрешности определения глубины нахождения изотерм в створе пересечения профилей, показал, что она составляет 0.5-0.6%, т.е. при средней глубине расчета температур 8 км относительная погрешность составит ± 50 м.

Для решения задач данного исследования мы использовали результаты температурных скважинных измерений, выполненных производственными организациями.

Важным параметром для геотермической характеристики региона и для проведения моделирования теплового поля является значение коэффициента теплопроводности пород разреза. В солянокупольных бассейнах основными контрастными комплексами являются эвапориты (соль, гипс, ангидрит), обладающие высокой теплопроводностью (от 3.0 – для ангидритов до 5.3 Вт/(м·К) – для галита), и вмещающий терригенно-карбонатный комплекс с относительно низкой теплопроводностью. Нами проведены измерения теплопроводности пород этого комплекса по образцам керна из подсолевого разреза скважин Астраханского свода. Измерения проводились методом оптического сканирования на установке TC14, сконструированной в ГИН РАН [Никитин и др., 2016].

При моделировании температур в призабойных частях глубоких скважин, которые достигают нижних горизонтов подсолевых пород или внедряются в породы кристаллического фундамента, мы обязаны учесть радиогенный тепловой поток, который генерируется в вышележащих породах. Таким образом, в качестве нижнего граничного условия задается, так называемый, редуцированный тепловой поток ($q_{ped.} = q_{haбa.} - q_{pad}$), в котором q_{pad} – это величина теплового потока, генерируемого при распаде долгоживущих изотопов ²³⁸U, ²³²Th и ⁴⁰K, содержащихся в породах геологического разреза. Теплогенерация приповерхностных пород (A_{sur}) рассчитывается по формуле [Birch et al., 1968]:

$$A_{sur}(M\kappa BT/M^{3}) = 0.132 \cdot \rho \cdot (0.718U + 0.193Th + 0.262K),$$

где *U*, *Th* – концентрации урана и тория в г/т; *K* – вес. %, ρ – плотность породы, г/см³.

Данные о концентрациях были получены аналитическими методами по отобранным в кернохранилищах образцам керна. Определение концентрации радионуклидов в порошковых пробах было выполнено рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре "S4 Pioneer" в аккредитованной лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН.

Переход от аналитически определенной величины A_{sur} к суммарной теплогенерации во всем интервале исследований (A) для традиционной в большинстве структур "экспоненциальной модели" уменьшения поверхностной теплогенерации с глубиной осуществляется с помощью формулы:

$$A_{sur} = A_{sur} \cdot exp(-Z / D),$$

где Z – интервал глубины от поверхности до нижней границы расчета, D – параметр глубины, на которой поверхностная теплогенерация уменьшается в $e \approx 2.73$ раза. Для Восточно-Европейской платформы D = 4.5 км по данным [Боганик, 1975]. В пределах интервала расчета q_{pad} определяется интегрированием экспоненциальной функции в интервале глубин от Z_1 до Z_2 :

$$q_{pad} = \int_{Z_1}^{Z_2} A_{sur} \cdot exp(-z/D) dz.$$

Интеграл легко вычисляется, в результате чего получается формула:

$$q_{pad} = D \cdot A_{sur} \cdot \left[1 - exp(Z_2 - Z_1) / D\right],$$

с помощью которой рассчитывается радиогенный тепловой поток.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ РАБОТ

Геотермические исследования в скважинах Прикаспийской впадины начали проводиться еще в довоенные годы при разведке Южно-Эмбинской нефтеносной провинции. Здесь, на месторождениях Доссор, Таскудук, Макат, Сагиз и некоторых других в 1938–1940 гг. были измерены температуры в скважинах до глубины 2 км. Первые же обобщения термометрических данных позволили сделать вывод о неоднородности геотермических градиентов и о приуроченности повышенных

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 2 2024

их значений к антиклинальным, а пониженных — к синклинальным структурам [Ковнер, 1941]. Несколько позже С.С. Ковнер на примере Южно-Эмбинских структур [Ковнер, 1947] дал теоретическое обоснование применению терморазведки для поисков погребенных куполов.

Несмотря на массовую термометрию скважин Прикаспийской впадины, обобщений таких данных относительно мало. Можно указать на работы И.Б. Дальяна, Ж.С. Сыдыкова и др. по восточной части впадины [Дальян, Посадская, 1972; Дальян, Сыдыков, 1972; Гидрогеотермические ..., 1977], В.С. Жеваго [Жеваго, 1972] – по центральной и восточной частям впадины, А.В. Дружинина [Дружинин, 1961] – по западной части.

Основной объем фактических данных по геотермии региона был собран в процессе подготовки Геотермической карты СССР масштаба 1:5000 000 и находился в архивах бывшей лаборатории геотермии Геологического института АН СССР в виде копий термограмм [Геотермическая ..., 1972]. Этот материал, а также данные, опубликованные позднее или любезно переданные нам производителями работ по термометрии, явились основой для наших исследований.

В процессе выполнения данного проекта были проанализированы термограммы еще 18 скважин глубиной от 4 до 6 км, расположенных в пределах Астраханской нефтегазовой провинции (НГП) (рис. 1).

Мы видим, что на четырех термограммах (скв. 1-Астраханская, 1-Долгая, 1-Хараблинская и 7-Астраханская) встречаются зоны отрицательных температурных градиентов (уменьшение температуры с глубиной), и на всех термограммах (за исключением скв. 1-Правобережная) проявились зоны резких скачков температурного градиента. Такие проявления однозначно свидетельствуют о влиянии техногенного гидродинамического фактора.

Эти два вида искажений температуры, как показывает многолетний опыт измерений, уменьшаются в процессе "выстойки" скважины после окончания бурения, т.е. в процессе приближения температуры в стволе скважины к равновесным с окружающим массивом пород. Это значит, что в данном анализе мы имеем дело с "невыстоявшимися" скважинами, по которым практически невозможно выявить значения фонового (неискаженного) геотермического градиента и плотности глубинного теплового потока. Но, несмотря на это, термограммы несут ценную информацию о влиянии



Рис. 1. Термограммы скважин Астраханской НГП.

структурно-теплофизических неоднородностей на границе контрастных сред — солей и окружающих терригенных и карбонатных пород.

Для района Астраханского свода мы рассчитали значение радиогенного теплового потока в интервале бурения скважин на основании измерений концентрации теплогенерирующих элементов: 238 U, 232 Th и 40 K в образцах керна (табл. 1).

Для расчета радиогенного теплового потока (ТП) нужно априорно принять модель убывания поверхностной теплогенерации с глубиной и определить "параметр глубины *D*". Принимая традиционную экспоненциальную модель убывания теплогенерации с глубиной [Sass et al., 1981], которая описывается формулой $A_z = A_0 \cdot e^{-Z}/D$, параметр глубины D будет соответствовать глубине, на которой поверхностная теплогенерация уменьшается в e раз. Результаты соответствующих расчетов представлены на рис. 2. При заданных параметрах расчетная величина радиогенного ТП $q_{pad} = 15$ мВт/м², т.е. составляет примерно 30% от фонового глубинного ТП в Прикаспийской НГП [Хуторской и др., 2004].

Повторим утверждение о том, что важнейшими параметрами для геотермической характеристики региона и для проведения моделирования

№№ п/п	№ пробы	K (%)	Th г/т	U (г/т)	Глубина, м
1	2ца-73	0.0069	<1	1.1	4253.28
2	2ца-72	0.0063	<1	<1	4253.58
3	2ца-71	0.0061	<1	<1	4254.18
4	2ца-70	0.0085	<1	<1	4254.28
5	2ца-69	0.0083	<1	<1	4254.73
6	2ца-68	0.0941	1.5	<1	4255.78
7	2ца-67	0.0081	<1	2.4	4258.18
8	2ца-65	0.0084	<1	<1	4258.63
9	2ца-64	0.0099	1.8	<1	4258.33
10	2ца-63	0.0079	3.7	1.4	4259.18
11	2ца-62	0.0081	<1	<1	4259.63
12	2ца-61	0.0072	2.9	1.4	4262.58
13	2ца-60	0.0066	2.0	<1	4262.68
14	2ца-59-2	0.0087	2.5	<1	4264.48
15	2ца-59-1	0.0063	1.0	<1	4264.48
16	2ца-57	0.0081	<1	1.0	4265.53
17	2ца-56	0.0085	<1	1.3	4266.53
18	2ца-55	0.0073	1.0	<1	4267.33
19	2ца-54	0.0086	<1	<1	4267.83
20	2ца-53	0.0083	3.5	<1	4268.68
21	2ца-51	0.0084	<1	<1	4269.33
22	2ца-49	0.0072	<1	<1	4273.98
23	2ца-47	0.0180	<1	<1	4276.08
24	2ца-46	0.0085	<1	<1	4276.83
25	2ца-45	0.0095	3.6	<1	4277.83
26	2ца-44	0.0138	<1	<1	4278.13
27	2ца-42	0.0089	<1	<1	4279.28
28	2ца-41	0.0123	<1	<1	4280.18
29	2ца-39	0.0090	1.5	<1	4282.98
30	2ца-36	0.0084	<1	1.4	4286.04
31	2ца-35	0.0142	2.5	1.4	4288.59
32	2ца-34	0.0081	<1	1.4	4288.59
33	2ца-32	0.0055	2.5	2.4	4298.29
34	2ца-4	0.0144	<1	2.4	
35	3ца-100	0.0104	<1	<1	4129.85
36	3ца-101	0.0331	<1	<1	4128.45
37	3ца-102	0.2937	2.4	2.4	4128.25
38	3ца-103	0.1728	<1	1.1	4127.65
39	3ца-104	0.0263	<1	2.4	4126.6
40	3ца-105	0.0159	2.1	<1	4125.75
41	3ца-106	0.0136	<1	1.6	4125.55
42	3ца-107	0.0168	<1	1.5	4124.35
43	3ца-109	0.0523	1.8	5.4	4124.35
44	3ца-110	3.3450	30.7	2.4	4124.05

Таблица 1. Результаты определения концентрации долгоживущих изотопов в скважинах Астраханской НГП¹

№№ п/п	№ пробы	K (%)	Th г/т	U (г/т)	Глубина, м
45	3ца-111	0.1141	3.5	1.2	4123.75
46	3ца-112	1.4251	17.5	3.3	4123.05
47	3ца-113	1.3280	14.8	2.4	4122.85
48	3ца-114	0.0110	<1	1.4	4188.5
49	3ца-115	0.0174	<1	2.4	4187.5
50	3ца-116	0.0198	<1	<1	4183.1
51	3ца-117	0.1208	<1	1.4	4175.9
52	3ца-118	0.0929	3.4	2.9	4175.2
53	3ца-119	0.0679	2.1	1.4	4174.6
54	3ца-120	0.0427	<1	2.4	4171.59
55	3ца-121	0.0215	2.6	<1	4161.09
56	3ца-123	0.0254	1.0	<1	4161.89
57	3ца-124	0.1477	3.1	3.4	4156.29
58	3ца-125	0.0144	<1	<1	4153.19
59	3ца-126	0.0225	<1	<1	4138.09

Таблица 1. Окончание

Примечание. ¹ – аналитические определения проведены С.М. Ляпуновым и Е.П. Шевченко (ГИН РАН, Москва).



Рис. 2. Радиогенная теплогенерация в скважинах Астраханской НГП.

а – теплогенерация керна с соответствующих глубин (черные точки) в скважинах № 2ца и № 3ца Центрально-Астраханского свода и поинтервальное осреднение данных (красный пунктир); б – аппроксимация распределения теплогенерации с глубиной для экспоненциальной модели.

Таблица 2.	Результаты	измерения	теплопроводности	образцов кар	обонатных п	юрод из скваж	ин Астраханской	нгп
	-	-	.			÷ ' '	-	

	_	Номер	Тепло	троводнос	сть (k),	_	Глубина
Порода	Возраст	образца		$BT/(M \cdot K)$		Дисперсия	отбора, м
			k, mean	k, min	k, max	0.000	40.00
Калькаренит		1пр-127	2.17	2.11	2.21	0.002	4038
Калькаренит	DIG	1пр-129	2.53	2.39	2.58	0.002	4036.4
Калькаренит	PIff	1пр-131	2.38	2.36	2.52	0.002	4032.25
Калькаренит		1пр-130	2.5	2.4	2.64	0.004	4034
Известняк		1пр-132	2.13	1.94	2.34	0.006	4006.45
Калькаренит		3ца-100	2.65	2.54	2.78	0.002	4129.85
Калькаренит		3ца-101	2.57	2.42	2.68	0.002	4128.45
Калькаренит		3ца-102	2.19	2.06	2.3	0.002	4128.25
Известняк		3ца-103	2.12	2.01	2.23	0.002	4127.65
Известняк		3ца-104	2.22	2.06	2.38	0.004	4126.6
Известняк		3ца-105	2.3	2.12	2.42	0.006	4125.75
Известняк		3ца-106	1.7	1.63	1.78	0.001	4125.55
Известняк		3ца-107	2.21	2.03	2.45	0.004	4124.35
Известняк		3ца-109	2.38	2.26	2.47	0.001	4124.35
Известняк		3ца-110	1.97	1.9	2.03	0.001	4124.05
Известняк		3ца-111	2.46	2.36	2.58	0.002	4123.75
Известняк		3ца-112	1.68	1.59	1.85	0.002	4123.05
Калькаренит		3ца-113	2.23	2.16	2.29	0.001	4122.85
Калькаренит		3ца-114	2.1	2.02	2.17	0.001	4188.5
Известняк		3ua-115	2.43	2.22	2.56	0.004	4187.5
Известняк		3ца-116	2.16	2.08	2.25	0.002	4183.1
Калькаренит		311a-121	2.04	1.91	2.17	0.002	4161.09
Калькаренит	Dlar	3ua-122	2.54	2.37	2.71	0.004	4161.89
Калькаренит	Fiai	3ua-123	1 99	1 75	2 19	0.01	4156 29
Калькаренит		311a-124	19	1.82	2.02	0.002	4153 19
Калькаренит		3112-126	2.28	2.09	2.02	0.002	4138.09
Калькарении Карбонатные и терригенно- глинистые породы		2ца-96	2.64	2.09	2.95	0.003	4237.89
Споистая глинистая порода		2112-95	16	15	1 69	0.002	4238 29
Обломочный известняк		211a-92	2.3	2.09	2.48	0.007	4239 34
Известняк		211a-91	2.68	2 33	3 15	0.02	4239 99
Брекчированная порода фель-		21,4 91	2.00	2.00	5.15	0.02	1209199
зит жильного типа		2ца-90	2.76	2.56	2.89	0.003	4241.59
Брекчия, зона дробления, окварцевание.		2ца-89	2.04	1.95	2.11	0.001	4242.39
Известняк		2ца-88	2.28	2.07	2.37	0.002	4242.64
Известняк		2ца-87	2.23	2.08	2.36	0.002	4242.89
Известняк		2ца-86	2.08	1.94	2.21	0.004	4242.99
Известняк		2ца-85	2.19	1.96	2.37	0.005	4243.64
Известняк		2ца-84	2.29	2.22	2.38	0.001	4243.89
Известняк		2ца-83	2.1	1.93	2.22	0.002	4243.34
Известняк		2ца-82	2.56	2.39	2.73	0.004	4244.89
Известняк	C2cm	2ца-81	2.08	1.99	2.15	0.001	4245.89
Известняк		2ца-80	2.84	2.54	3.05	0.012	4246.89

Таблица 2. Продолжение

		Номер	Теплог	троводнос	сть (k),		Глубина
Порода	Возраст	образца		$BT/(M \cdot K)$		Дисперсия	отбора, м
			k, mean	k, min	k, max	0.007	10,50,40
Известняк		2ца-79	2.4	2.47	2.79	0.007	4250.49
Известняк		2ца-78	2.84	2.56	3.01	0.01	4250.39
Известняк		2ца-77	2.67	2.33	2.92	0.015	4251.14
Известняк		2ца-76	2.38	2.6	3.13	0.015	4251.29
Известняк		2ца-75	2.42	2.31	2.51	0.001	4251.79
Известняк		2ца-74	1.98	1.17	2.23	0.012	4251.79
Детрит		2ца-73	2.4	2.23	2.6	0.004	4253.28
Калькаренит		2ца-72	2.3	2.2	2.38	0.001	4253.58
Калькаренит		2ца-71	1.86	1.82	1.93	0.0006	4254.18
Калькаренит		2ца-70	2.04	1.93	2.2	0.002	4254.28
Калькаренит		2ца-69	2.86	2.65	3.18	0.011	4254.73
Калькаренит		2ца-68	2.37	2.26	2.49	0.001	4255.78
Калькаренит		2ца-67	2.23	2.15	2.34	0.001	4258.18
Известняк		2ца-66	2.12	1.98	2.29	0.003	4258.33
Известняк		2ца-65	2.4	2.26	2.6	0.003	4258.63
Известняк		2ца-63	2.05	1.92	2.18	0.003	4259.18
Калькаренит		2ца-62	2.06	2	2.15	0.0009	4259.63
Калькаренит		2ца-61	1.91	1.8	1.99	0.001	4262.58
Калькаренит		2ца-60	2.01	1.89	2.1	0.002	4262.68
Известняк		211a-59	2.59	2.42	2.7	0.003	4264.48
Известняк		211a-58	2.26	2.19	2.34	0.001	4264.83
Калькаренит		211a-57	1.97	1.88	2.11	0.003	4265.53
Известняк	C2pr	2112-56	1 75	1.65	1.84	0.002	4266 53
Известняк	0 -p1	2µa-55	2.09	2	2.16	0.0001	4267.33
Известняк		2112-54	194	1 86	2.02	0.001	4267.83
Известняк		2112-53	1.57	1.55	16	0.0001	4268 68
Калькаренит		211a-51	2.15	2.05	2 23	0.0009	4269 33
Калькаренит		211a J1 211a-40	2.13	1 97	2.23	0.000	4273 98
Калькаренит		211a-17 211a-47	1 74	1.57	1.21	0.002	4276.08
Калькаренит		2ца- 1 7 2ца-46	1.74	1.04	2.09	0.001	4276.83
Калькарснит		24a - 40 24a - 45	1.99	1.91	2.07	0.001	4270.83
		$2 \pm a - \pm J$	2 20	2 10	2.03	0.001	4277.83
Изростици		$2 \pm a - \pm \pm 4$	2.29	2.19	2.43	0.002	4278.13
Известняк		2ца-42 2ma 41	2.08	1.90	2.22	0.003	42/9.20
Известняк		2ца-41 Этга 20	1.99	1.91	2.07	0.001	4200.10
Калькаренит		2ца-39 Энэ 26	1.94	1.84	2.04	0.002	4282.98
		2ца-30 2 25	2.18	2.00	2.31	0.003	4280.04
Известняк		2ца-35	2.24	2.04	2.43	0.005	4288.59
Калькаренит		2ца-34	2.38	2.23	2.4/	0.001	4288.59
Калькаренит		2ца-33	2.06	1.89	2.16	0.002	4293.98
Известняк		2ца-32	2.39	2.32	2.46	0.001	4298.29
Известняк		2ца-31	1.93	1.86	2.05	0.004	4300.94
Обломочный детрит		2ца-30	2.19	1.75	2.71	0.022	4303.63
Калькаренит		2ца-28	2.05	1.99	2.11	0.0009	4304.73
Известняк		2ца-27	3.69	3.27	4.06	0.033	4304.83
Калькаренит		2ца-26	1.77	1.66	1.85	0.001	4306.78

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 2 2024

209

Таблица 2. Окончание

Порода	Возраст	Номер	Тепло	проводнос Вт/(м·К)	сть (k),	Дисперсия 0.0009 0.002 0.006 0.008 0.008 0.008 0.014 0.003 0.049 0.008 0.006 0.281 0.001 0.008 0.004 0.004 0.002 0.002 0.002	Глубина
	-	ооразца	k, mean	k, min	k, max		отоора, м
Известняк		2ца-25	1.91	1.85	1.97	0.0009	4307.28
Калькаренит		2ца-24	1.59	1.49	1.72	0.002	4307.83
Известняк		2ца-23	1.75	1.64	1.93	0.006	4308.68
Известняк		2ца-22	1.98	1.81	2.21	0.008	4308.78
Калькаренит		2ца-21	1.84	1.79	1.9	0.0008	4310.08
Калькаренит		2ца-20	3.19	2.77	3.37	0.014	4322.51
Калькаренит		2ца-19	2.04	1.92	2.19	0.003	4323.16
Калькаренит	C2pr	2ца-18	2.09	1.7	2.43	0.049	4323.61
Калькаренит		2ца-17	2.2	2.02	2.37	0.008	4323.91
Калькаренит		2ца-16	2.01	1.87	2.18	0.006	4324.08
Калькаренит		2ца-14	2.79	2.13	3.8	0.281	4324.76
Калькаренит		2ца-13	2.02	1.94	2.16	0.001	4325.01
Калькаренит		2ца-12	1.95	1.77	2.06	0.008	4325.26
Калькаренит		2ца-7	2.24	2.08	2.37	0.004	4327.06
Калькаренит		2ца-6	2.08	1.89	2.34	0.012	4327.81
Калькаренит		2ца-5	2.24	2.08	2.37	0.002	4328.75
Калькаренит	C2sk	2ца-2	1.9	1.8	1.99	0.001	4330.66
Калькаренит		2ца-1	1.99	1.75	2.26	0.008	4331.11

Таблица 3. Результаты измерения теплопроводности терригенных пород из скважин Астраханской НГП

				Ter	ілопроводн	ость, Вт/(м	·K)	
№ п/п	Площадь	Nº CKB.	Интервал, м	среднее	минимальное	максимальное	дисперсия	Тепловая неоднородность (k _{max} -k _{min})/ k _{сред.}
1	Правобережная	1	6247-6253	1.753947	0.996573	3.949382	0.276366	1.68352
2	Девонская	1	5970-5979	1.742817	1.101665	3.193683	0.138165	1.20037
3	Девонская	1	6024-6033	1.281602	0.740118	3.264903	0.129429	1.97002
4	Девонская	1	5970-5979	1.334436	0.954991	2.54467	0.052703	1.19127
5	Девонская	1	5970-5979	1.310506	0.874544	2.532376	0.075003	1.26503
6	Девонская	1	6024-6033	1.564319	0.951565	3.446834	0.128729	1.59512
7	Девонская	1	6024-6033	2.269171	1.270308	4.042561	0.289587	1.22170
8	Девонская	1	6024-6033	1.388105	0.871854	2.788758	0.136678	1.38095
9	Девонская	2	6570-6576	1.632522	0.925446	2.634688	0.129575	1.04699
10	Девонская	2	6536-6545	1.302478	0.763234	2.899431	0.092415	1.64010
11	Девонская	2	6197-6204	1.060416	0.668673	2.213663	0.068046	1.45697
12	Девонская	2	6177-6184	1.081293	0.713999	2.081629	0.049515	1.26481
13	Девонская	2	6177-6184	1.354987	0.744588	2.721114	0.109897	1.45870
14	Девонская	2	6083-6089	1.446411	0.916252	2.141131	0.06126	0.84684
15	Девонская	2	6536-6545	0.91083	0.619158	2.60867	0.048221	2.18428
16	Девонская	2	5750.5-5757.5	1.353903	0.789891	2.51991	0.081565	1.27780
17	Девонская	2	6619-6627	1.1853	0.807978	2.850513	0.072539	1.72322
18	Девонская	2	6177-6184	1.368615	0.879056	2.637168	0.097872	1.28459

Таблица 3. Окончание

				Теп	лопроводн	ость, Вт/(м	K)	
№ п/п	Площадь	Nº CKB.	Интервал, м	среднее	минимальное	максимальное	дисперсия	Тепловая неоднородность (k _{max} -k _{min})/ k _{сред.}
19	Девонская	2	6545-6563	1.122835	0.68642	2.447058	0.078111	1.56803
20	Девонская	2	6197-6204	1.21996	0.824682	2.131434	0.057619	1.07114
21	Девонская	2	6325-6331	1.660223	1.300486	2.181776	0.02254	0.53083
22	Девонская	2	6520-6528	1.507052	1.060083	2.735106	0.057323	1.11146
23	Ширяевская	1	4254-4261	1.269847	0.796834	2.264687	0.054427	1.15593
24	Ширяевская	1	4218-4225	1.054221	0.688271	2.027593	0.038189	1.27044
28	Астраханская	40	3973.7-3978.7	1.420187	1.04814	2.247144	0.042476	0.84426
30	Астраханская	16	4195.26-4206	1.398916	0.801095	2.797353	0.11857	1.42700
31	Астраханская	27	3884.11-3898.52	1.599949	0.866766	4.243244	0.289491	2.11037
32	Астраханская	27	3946-3960	1.615065	1.193783	2.507076	0.051499	0.81315
33	Астраханская	37	4018.05-4024.95	1.136453	0.77114	2.319617	0.04192	1.36255
36	Черная Падина	1	5085.9-5092	1.561751	0.984126	2.935642	0.117579	1.24957
49	Астраханская	37	4036.98-4043.67	1.245161	0.745373	2.556118	0.081435	1.45423
50	Астраханская	37	4012.49-4018.05	1.066547	0.724495	1.881392	0.037578	1.08471
51	Астраханская	37	4036.98-4043.67	1.478	1.148029	1.982116	0.021076	0.56433
52	Астраханская	43	3941-3955	1.676781	0.649149	4.460526	0.520596	2.27303
54	Астраханская	5	4072-4079	0.948559	0.681036	1.383678	0.013558	0.74075
57	Астраханская	27	3960-3966	1.270328	0.727877	2.902544	0.080248	1.71189
58	Астраханская	27	3927.7-3932	1.380763	0.791625	2.814778	0.122554	1.46524
60	Девонская	2	6530–6539	1.67022	1.066377	2.809542	0.08838	1.04367
61	Погодаево- Остафьевская	45	4321-4332	1.987113	1.211667	3.226027	0.130635	1.01371
62	Девонская	2	5580-5583	3.194334	1.871666	5.548245	0.756418	1.15097

Таблица 4. Теплофизические параметры, принятые для моделирования геотермического поля Прикаспийской впадины [Хуторской и др., 2004]

Структурно-формационный комплекс	Температуропроводность, (<i>a</i>) n • 10 ⁻⁷ (м ² /с)	Теплопроводность, (<i>k</i>) (Вт/(м•К))	Теплогенерация, (мкВт/м ³)
Надсолевой комплекс терригенных пород	5.0	2.0	1.5
Каменная соль	12.0	5.3	0.4
Подсолевой комплекс терригенных пород	7.0	2.3	1.3
Метаморфический комплекс (vгр. = 6.6 км/с)	8.0	2.5	1.5
Геофизический гранитно- метаморфический слой	6.0	2.5	1.8
Геофизический базальтовый слой	8.0	2.9	0.3
Эклогиты	10.0	3.2	0
Верхняя мантия	10.0	3.4	0



Рис. 3. Гистограмма теплопроводности пород подсолевого карбонатного комплекса.

теплового поля являются значения коэффициента теплопроводности пород разреза в случае стационарного моделирования или два коэффициента: температуро- и теплопроводность — в случае нестационарного (эволюционного) моделирования.

В рамках задач данного исследования нами были использованы ранее полученные измерения теплопроводности карбонатных пород подсолевого комплекса [Хуторской, 2018], а также замерены коэффициенты теплопроводности терригенных пород подсолевого комплекса Астраханского свода. Результаты определения теплопроводности кернов из карбонатного и терригенного комплексов Астраханской НГП представлены соответственно в табл. 2 и 3.

На рисунках 3 и 4 приведены гистограммы распределения теплопроводности соответственно для карбонатных и терригенных пород подсолевого комплекса.

Обобщение полученных аналитических данных показало, что теплофизический разрез подсолевых комплексов Астраханского свода и его окрестностей характеризуется пониженной теплопроводностью по сравнению с теми значениями, которые мы применяли ранее для модельных геотермических расчетов в Прикаспийской впадине (табл. 4).



Рис. 4. Гистограмма теплопроводности пород подсолевого терригенного комплекса.

Как видно из табл. 4, основными контрастными комплексами в разрезе являются соль и эклогиты. Появление последних в низах коры является отличительной особенностью Центрально-Прикаспийской депрессии [Волож, 1991]. Эклогиты ассоциируются с линзой высокоскоростных пород (7.9–8.1 км/с) мощностью до 10 км. (Заметим, что ассоциация линзы высокоскоростных пород с эклогитами неоднозначна. Можно предложить и другое объяснение существования высокоскоростной линзы, например, появление слэба океанической коры Уральского палеоокеана в низах коры впадины в результате субдукции.).

ГЕОТЕРМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СОСТОЯНИЯ ПОЛЯ ТЕМПЕРАТУР И ТЕПЛОВОГО ПОТОКА

Двухмерное моделирование геотемпературного поля и теплового потока выполнено вдоль профиля "Еленовский-2" и основывалось на данных температурных измерений в скважинах, лежащих на линии профиля. Это скважины 1-Правобережная, 1-Девонская, 1-Астраханская, 2-Еленовская и 1-Долгая (рис. 5). Скважина 1-Правобережная пробурена через тело соляного купола и подсолевых пород. Остальные скважины вскрывают отложения межкупольных мульд. При выполнении расчетов были


Рис. 5. Схема расположения исследованных скважин (красные точки) и профиля "Еленовский-2" (черная линия).

отбракованы те скважины, в которых встречены зоны отрицательных температурных градиентов, т.к. их происхождение не имеет отношения к реальной геологической ситуации. Профиль был нами выбран в связи с тем, что он проходит по всем глубоким параметрическим скважинам, для которых были известны термометрические измерения. Эти скважины вскрыли подсолевой разрез от нижнего девона до нижней перми и охарактеризовали весь спектр литологических разностей осадочного подсолевого разреза. Кроме того, вдоль этого профиля известны изменения плотностей горных пород (р) в подсолевом комплексе [Астраханский ..., 2008], что позволяет корректно рассчитать коэффициент температуропроводности ($a = k \cdot (c \cdot \rho)^{-1}$).

Расчет температур в разрезе с помощью программы TERMGRAF [Хуторской, 1996] требует задания граничных условий первого или второго рода на верхней и нижней границах, а также полное описание теплофизической структуры разреза, т.е. назначение температуропроводности, теплопроводности, теплогенерации в каждой узловой точке. В программе предусмотрен расчет температур в массиве $41 \cdot 41 = 1681$ узловых точек. На боковых границах области моделирования выполняется условие, "зашитое" в программу, а именно $\partial T/\partial x = 0$, т.е. исключается отток

тепла в горизонтальном направлении на боковых границах области моделирования.

На верхней границе области, совпадающей с положением "нейтрального слоя", задавалась температура (граничное условие первого рода), которая соответствовала средней метеорологической температуре на подошве слоя сезонных колебаний. Как правило, это глубина 18–20 м. Мы использовали методику определения данной температуры на основе построения кривой регрессии между глубиной скважины и призабойной температурой. Линейный фитинг данных позволил вывести формулу регрессии, связывающую температуру (T) и глубину забоя (Z): T = (274.86 + Z)/45.80.

Если принять Z = 20 м, то $T = 6.4^{\circ}$ С. Примерно такая температура была реально зафиксирована на "нейтральном слое" (на глубине 20 м) при термозондировании.

На нижней границе области моделирования, на глубине 9 км, задавался редуцированный тепловой поток (ТП), методика расчета которого изложена выше. Его величина составляла 35 мВт/м², исходя из того, что в районе профиля наблюдается $T\Pi = 50 \text{ мВт/м}^2$, а радиогенный $T\Pi$ составляет 15 мВт/м². Реально же в программе для удобства реализации процедуры MKЭ¹ исполь-

¹ МКЭ – метод конечных элементов.



Рис. 6. 2D-температурный разрез, °C, и распределение ТП, мВт/м², вдоль профиля "Еленовский-2" от скважины Южно-Астраханская-16 (16ЮА) до скважины Еленовская-2 (2Ел).

зуется "приведенный" ТП на нижней границе, т.е. $q_{\text{peg}}/(c \cdot \rho)$, где с – теплоемкость пород².

На профиле (рис. 6) четко выделяются зоны рефракции глубинного ТП на границах соляных куполов и межкупольных мульд. Это связано с увеличением напряженности теплового поля из-за его концентрации в высокотеплопроводных солях и с соответствующим разряжением в относительно низкотеплопроводных породах надсолевого комплекса.

Полученное модельное распределение температур позволяет рассчитать ТП вдоль всего профиля. На рис. 6 мы наблюдаем значительные аномалии теплового потока над соляными куполами.

Заметим, что аномалии теплового потока не существовали бы в случае плоско-параллельного залегания солей. Но в условиях структурногеологических неоднородностей, созданных галокинезом, тепловой поток испытывает заметную пертурбацию. Как мы видим, он в мульдах равен $52-55 \text{ мBt/m}^2$, а над соляными куполами увеличивается до 70-75 мBt/m².

Мы уже отмечали, что галогенные отложения обладают высокой теплопроводностью по сравнению с вмещающими терригенными породами. Сосуществование контраста теплопроводности и резких структурных границ между куполами и отложениями межкупольных зон создают условия для пертурбации глубинного теплового потока. Он концентрируется в теле солей, создавая над апикальными их частями и в прибортовых частях резкие аномалии теплового потока, на 50–60% превышающие фоновый. Это одна из главных особенностей распределения геотермического поля в солянокупольных бассейнах [Хуторской и др., 2004, 2010].

Температурный интервал катагенеза органического вещества в подсолевом комплексе приурочен к каменноугольным породам, C_2v , и лежит на глубинах от 4500 до 5000 м.

Корректность расчета модельных температур мы проверили, сравнив их рассчитанное распределение в наиболее глубокой скважине 1-Правобережная (1-PR) и реальные измерения температур в той же скважине, а также сравнив модельные

² Теплоемкость горных пород – это довольно консервативная величина. Для различных типов пород теплоемкость лежит в узких пределах, составляя от 800 до 820 Дж/(кг·К). В наших расчетах мы принимали нижний предел этого интервала.



Рис. 7. Сравнительный анализ температур в глубоких скважинах.

и эмпирические данные о температурах в модельных скважинах "1-PR" и "Биекджал СГ2", а также прогнозная термограмма для купола Челкар представлены на рис. 7. Как видно из рис. 7, модельный расчет глубинных температур в скважине "Правобережная-1" практически не отличается от эмпирически полученного во время термокаротажа.

Тепловой поток в этой скважине как по данным измерения, так и по результатам 2D-моделирования составляет 65 мВт/м². Экстраполяция температур в нижнее полупространство выполнялась послойно в соответствии с теми мощностями контрастных пород, которые указаны на профиле "16ЮА–2Ел" (см. рис. 6). На верхней границе задавалась температура "нейтрального слоя". Теплофизические свойства³ задавались по экспериментальным данным (см. табл. 2, 3) и составляли: для надсолевого терригенного комплекса – 1.8 Вт/(м·К) [Смыслов и др., 1979], соли – 4.8 Вт/(м·К), для подсолевых карбонатов — 2.0 Вт/(м·К) [Хуторской, 2018], подсолевых аргиллитов — 1.9 Вт/(м·К), метаморфитов фундамента — 2.5 Вт/(м·К) (по аналогии с теплопроводностью нижнепалеозойских пород из скважин Мугоджар: "Лиманное-58 и 73", "Юбилейное-05" и "Приорское-6318" [Хуторской, 1996]). Заметим, что на поверхности фундамента был задан не поверхностный, а редуцированный тепловой поток как нижнее граничное условие.

Рассчитаем прогнозное распределение температур на гигантском куполе Челкар, используя известные нам эмпирические факты. Из анализа региональных геотермических данных в регионе известно, что тепловой поток монотонно понижается в восточном направлении в пределах Прикаспийской впадины. Так, в районе Астраханского свода он составляет 55 мВт/м², в скважине "Биекджал СГ2" – 48 мВт/м², а в восточной прибортовой зоне впадины (Кенкияк, Мортук) – 38 мВт/м² (см. рис. 7). Это дает основание для задания ориентировочного значения теплового потока на куполе Челкар, т.к. реально там он не измерялся. В связи с тем, что Челкар расположен западнее Биекджала,

³ Для двухмерных нестационарных моделей использовались экспериментально определенные температуро- и теплопроводность, а для стационарных — только теплопроводность.

мы приняли для этой структуры значение теплового потока на поверхности 50 мВт/м². Дальнейшая интерполяция производилась исходя из этого значения.

Верхним граничным условием для Челкара, так же как и для других скважин, была температура нейтрального слоя – 6°С. Реперными точками в разрезе являлись верхняя граница солей на глубине 1 км (в интервале 0-1 км залегают надсолевые терригенные отложения мезозоя-кайнозоя с теплопроводностью 1.8 Вт/(м·К)); нижняя граница эвапоритов на глубине 9.5 км (в интервале 1.0-9.5 км для солей традиционно принято экспериментально определенное значение теплопроводности – 4.8 Вт/(м·К)); подсолевые терригенные породы девона и нижнего, среднего карбона в интервале 9.5–13 км с теплопроводностью 1.9 Вт/(м·К); слой карбонатных пород позднего ордовика-силура в интервале 13-15 км со средней для карбонатов теплопроводностью 2.0 Bt/(м·K); еще глубже, в интервале 15–17 км – кембрийские и ордовикские терригенные слои с теплопроводностью 2.1 Bt/(м·К). Образцы из нижнего палеозоя нами экспериментально не исследованы. Значение их теплопроводности получено косвенно по скважине Биекджал СГ2. Зная распределение температур с глубиной, т.е. температурный градиент (G = 0.0231 K/м) в скв. Биекджал СГ2 и значение теплового потока (q), определенное на более мелком интервале глубин (48 MBT/M^2), можно рассчитать теплопроводность более глубокой части разреза как k = q / G. $k = 48 \cdot 10^{-3} /$ $/23.1 \cdot 10^{-3} = 2.08 \text{ Bt/(m·K)}.$

Ниже 17 км располагается рифейский складчатый комплекс. Для него с большой долей вероятности можно принять значение теплопроводности, характерное для докембрия Восточно-Европейской платформы. Это значение неоднократно подтверждалось в целом ряде публикаций и составляет 2.5 Вт/(м⋅К) [Смыслов и др., 1979; Кутас и др., 1982]. Экстраполяция температур в интервале глубин 17–20 км рассчитывалась, исходя из значения редуцированного теплового потока (35 мВт/м²), аналогично расчету по 1-PR. Полученная таким образом термограмма представлена на рис. 7.

Корректировка приведенного сравнительного анализа может быть реализована после проведения специальных геотермических исследований на куполе "Челкар".

ТЕМПЕРАТУРНАЯ 3D-МОДЕЛЬ АСТРАХАНСКОЙ НГП

При построении 3D-модели для района Астраханской НГП были отбракованы те скважины, в которых встречены зоны отрицательных температурных градиентов, т.к. их происхождение не имеет отношения к реальной геологической ситуации. Расположение исследованных скважин Астраханской НГП и ее окрестностей показано на рис. 8.

Глубинный диапазон для построения термической модели составлял 8 км, хотя максимальная глубина скважин, в которых измерена



Рис. 8. Пространственное положение исследованных скважин Астраханской НГП и ее окрестностей.



Рис. 9. 3D-температурная модель Астраханской НГП.



Рис. 10. "Срез" (slice) температур на глубине -4000 м.

температура, составляла 6500 м, 1.5 км разреза ниже забоя скважин не имеют внутри этого интервала контрастных теплофизических слоев, что позволяет экстраполировать температурные условия в нижнее полупространство.

В результате трехмерной интерполяции была получена 3D-модель температур в данном районе (рис. 9). Эта модель дает возможность посмотреть значения температур в любом срезе в геометрии X–Y–Z, т.е. она становится полностью "прозрачной" (рис. 10).

ЧИСЛЕННАЯ 2D-МОДЕЛЬ ТЕПЛОВОЙ ЭВОЛЮЦИИ АСТРАХАНСКОГО СВОДА И ЕГО ОКРЕСТНОСТЕЙ ВДОЛЬ ПРОФИЛЯ "ЕРШОВ–АСТРАХАНЬ"

Анализ термических данных тесно связан с прогнозом фазового состояния углеводородов в глубоких горизонтах Астраханского карбонатного массива. Здесь всегда существовали две точки зрения. Одни исследователи [Бочкарев и др., 2001; Постнова и др., 2001], указывая на высокую степень углификации рассеянного органического вещества и высокие современные температуры в подсолевом комплексе отложений, полагают, что здесь могут быть выявлены только газовые и газоконденсатные залежи. Другие [Бродский и др., 1996; Орлов, Воронин, 2001], ссылаясь на обнаруженные в процессе бурения нефтепроявления, настаивают на возможности открытия крупных месторождений нефти в девонских отложениях. Следует заметить, что выводы о высокой степени литогенеза девонских и каменноугольных отложений Астраханского карбонатного массива (градации МК₄ на срезе 5.0 км, МК₅-АК₁ на срезе 6.5 км), сделаны на основании изучения разрезов палеозоя кряжа Карпинского и Каракульско-Смушковской зоны и без достаточных на то оснований экстраполированы на территорию Астраханского карбонатного массива, который принадлежит к совершенно иному тектоническому региону -Прикаспийской впадине. В то же время, как известно, флюидосистема подсолевого комплекса Прикаспийской впадины характеризуется аномально высокими давлениями, что кардинально сказывается на ходе процессов постдиагенетического преобразования, как осадка, так и заключенного в нем органического вещества [Ермолкин и др., 1989].

Влияние термофлюидодинамического фактора на процессы генерации и аккумуляции углеводородов в пределах Астраханского карбонатного массива было проанализировано ранее [Астраханский ..., 2008]. Расчетам температур в двух- и трехмерной геометрии придавалось большое значение. Однако, эти расчеты, хотя



Рис. 11. Температурный разрез (изотермы, °C) для временного интервала от начала девона до настоящего времени.

и показывали палеотемпературы для дискретных реперов внутри значительного интервала геологического времени (400 млн лет), но представляли собой стационарную, а не непрерывно эволюционную (нестационарную) картину изменения температурного поля. В данной работе мы использовали методику непрерывного изменения геотемпературного поля в связи с изменением структуры геологического разреза по профилю "Ершов–Астрахань", "фотографируя" состояние термической модели в тех "реперных" точках, в которых зафиксировано геологическое состояние среды. Процедура нестационарного моделирования геотермического поля была подробно описана в работе [Хуторской, 1996].

"Реперные" точки были привязаны к следующим этапам геологической истории:

ХУТОРСКОЙ и др.



Рис. 12. Температурный разрез (изотермы, °С) настоящего времени с солянокупольными структурами.



Рис. 13. Эволюция температур Астраханской НГП для точки на профиле "Ершов–Астрахань" с координатами: X = 166 км, Z = -6.6 км.

410 Ма — начало девона (рис. 11а); 384 Ма — начало франа D_3 (см. рис. 11б); 375 Ма — середина франа D_3 (см. рис. 11в); 345 Ма — начало визе C_1 (см. рис. 11г); 320 Ма — конец башкира C_2 (см. рис. 11д); 283 Ма — начало кунгура P_1 (см. рис. 11е); 275 Ма конец кунгура P_1 (см. рис. 11ж); 205 — начало юры (см. рис. 11з); 145 — конец юры (см. рис. 11и); 65 Ма — конец мела (см. рис. 11к); 5 Ма — конец нижнего плиоцена N_2 (см. рис. 11л); 3.8 Ма — начало акчагыла N_2 (см. рис. 11м); 0 Ма — современный разрез (см. рис. 11н). В модели рис. 11н не учитывался галокинез, т.е. отложения соли, образовавшие в послекунгурское время соляные купола, "растягивались" вдоль нижележащих геологических образований. Это искусственно делалось для того, чтобы определить глубину погружения бассейна в определенные моменты времени. Поэтому дополнительно к данной модели был рассчитан современный разрез с реально существующими солянокупольными структурами (рис. 12).

Полученная численная нестационарная модель позволяет рассчитать эволюцию температур в течение 410 млн лет геологической истории в любой точке профиля. Как пример, на рис. 13 показано изменение температуры во времени для точки с координатами: X = 166 км, Z = -6.6 км.

После отложения солей в эвапоритовом бассейне в конце кунгура разрез охладился, т.к. тепло расходовалось на прогрев отложившейся "холодной" соли. Однако, соль, обладая аномально высокой теплопроводностью, является тепловодом, поэтому относительно быстро, за 70 млн лет, в разрезе не только восстановилась температура, но даже возросла по сравнению с докунгурским (бессолевым) временем. После прогрева толщи солей до фоновых температур она продолжала "оттягивать" тепло из низов разреза, что обусловило монотонное падение температур в исследуемой точке за последние 200 млн лет.

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Связь "сейсмичность-тепловой поток" для геодинамических зон, характеризующихся высокой сейсмичностью, была описана во многих публикациях. Но в данном исследовании мы



Рис. 14. Распределение теплового потока, современной сейсмичности и активных разломов в Прикаспийской впадине и в Восточном Предкавказье (M_w – магнитуда землетрясений).



Рис. 15. Связь между магнитудой (*M*) и тепловым потоком (*q*). Уравнение регрессии: M = -0.015q + 4.74.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 2 2024

Широта (°) центра квадрата	Долгота (°) центра квадрата	Среднее значение теплового потока (Q) в квадрате	Среднее значение магнитуды (<i>M</i>) в квадрате				
48.75	58.75	57	3.28				
44.25	57.75	40	4.70				
46.75	48.25	42	5.20				
42.75	47.75	50	4.20				
43.25	47.75	40	4.20				
43.75	47.75	54	3.80				
42.75	47.25	66	4.00				
43.25	47.25	49	4.13				
40.75	46.75	45	4.20				
43.25	46.75	51	4.08				
44.75	46.75	54	3.30				
47.25	46.75	55	3.80				
49.25	46.75	34	3.90				
42.75	46.25	43	4.30				
43.25	46.25	64	4.06				
43.75	46.25	78	3.90				
44.25	46.25	59	3.55				
43.25	45.75	52	3.78				
43.75	45.75	33	3.98				
44.25	45.75	49	3.74				
43.25	45.25	43	3.90				
43.75	45.25	49	4.20				
44.75	45.25	52	3.60				
43.25	44.75	45	4.10				

Таблица 5. Данные для расчета корреляции между тепловым потоком и магнитудой землетрясений в Прикаспийской впадине

акцентировали внимание на существовании такой связи в нашем районе, который относится к категории асейсмичных [Старовойт, 2005].

За временной период с 1980 по 2019 гг. здесь зафиксировано немногим более 200 землетрясений с магнитудой более 3. Эти данные приведены в каталоге ISC (Международный сейсмологический центр), и были нами отфильтрованы для района: $40-50^{\circ}$ с.ш., $45-59^{\circ}$ в.д. (рис. 14).

Мы сравнили средние значения теплового потока и магнитуды по квадратам 0.5° · 0.5° (табл. 5). Эмпирический коэффициент корреляции Пирсона для этих параметров оказался равным -0.38.

Проверка статистической значимости эмпирического коэффициента корреляции Пирсона показала, что при r = -0.38, n = 24, k = 22, $t_{3MN} = -1.95$. Критическое значение t_{KP} . – критерия Стьюдента при данном числе степеней свободы k = 22 и доверительной вероятности

P = 0.93 равно 1.904. Следовательно, $|t_{_{3MN}}| > t_{_{KP}}$ и коэффициент корреляции признается значимым (рис. 15), что позволяет рассчитать уравнение регрессии, связывающее тепловой поток (*q*) и магнитуду землетрясений (*M*).

Таким образом, доказана антибатная зависимость сейсмической активности, выраженной величиной магнитуды землетрясений, и теплового потока в асейсмичном Прикаспийском регионе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Измерения параметров теплового поля и расчетные числовые модели для Астраханской НГП позволили рассчитать глубинные температуры в над- и подсолевом комплексах. Полное совпадение эмпирически определенных температур и модельных расчетов позволяет определить значения глубинных температур и теплового потока в тех районах, где отсутствуют специально проведенные геотермические исследования. Выявлена также пространственная корреляция температурных аномалий в осадочном чехле и районов интенсивной добычи углеводородов. Эта закономерность может рассматриваться как дополнительный поисковый признак при прогнозировании месторождений на больших глубинах.

Анализ двух- и трехмерных геотермических моделей Астраханского свода и его окрестностей позволяют сделать следующие выводы.

1. Теплофизический разрез подсолевых комплексов Астраханской НГП характеризуется пониженной теплопроводностью как карбонатных ($1.8 \pm 0.2 \text{ Bt/(M}\cdot\text{K})$), так и терригенных ($1.40 \pm 0.15 \text{ Bt/(M}\cdot\text{K})$) пород по сравнению с выполненными нами ранее измерениями теплопроводности надсолевых пород восточной прибортовой зоны Прикаспийской НГП.

2. С помощью численного моделирования методом конечных элементов рассчитан современный тепловой поток вдоль профиля "Еленовский". Его значения в межкупольных мульдах составляет $52-55 \text{ мBT/m}^2$. Но над соляными куполами тепловой поток повышается до $72-75 \text{ мBT/m}^2$. Такие вариации связаны с рефракцией глубинного теплового потока в условиях структурно-теплофизических неоднородностей из-за контраста теплопроводности эвапоритов (4.5–5.3 Вт/(м·К)) и вмещающих терригенных пород надсолевого комплекса (1.8–1.9 Вт/(м·К)). Температурные условия катагенеза органического вещества (OB) в современном разрезе отмечаются в интервале глубин 4.5–5.0 км.

3. Рассчитана нестационарная температурная 2D модель Астраханской НГП вдоль профиля "Ершов-Астрахань" для интервала времени 410 млн лет – настоящее время. После отложения солей в эвапоритовом бассейне в конце кунгура разрез "охладился", т.к. тепло расходовалось на прогрев отложившейся "холодной" соли. Однако, соль, обладая аномально высокой теплопроводностью, является тепловодом, поэтому относительно быстро, за 70 млн лет, в разрезе не только восстановилась температура, но даже возросла по сравнению с докунгурским (бессолевым) временем. После прогрева до фоновых температур толщи солей она продолжала "оттягивать" тепло из низов разреза, что обусловило монотонное падение температур за последние 200 млн лет. Модель позволяет рассчитать глубину интервала катагенеза ОВ в геологическом прошлом. Например, для начала юрского времени, когда формировались залежи в подсолевом комплексе, температурные условия катагенетической трансформации OB выполнялись в интервале глубин 3–4 км.

4. Построена 3D температурная модель Астраханского свода и его окрестностей; выявлена пространственная корреляция температурных аномалий в осадочном чехле (температурных куполов) и локализации залежей углеводородов. Эта закономерность может рассматриваться как дополнительный поисковый признак при прогнозировании месторождений на больших глубинах.

5. Расчет корреляции геотермических (теплового потока) и сейсмических (магнитуда) параметров продемонстрировал наличие статистически значимой антибатной корреляции. Полученное уравнение регрессии позволяет по величине теплового потока прогнозировать магнитуду возможного сейсмического события в регионе.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках программы госбюджетных исследований Лаборатории тепломассопереноса ГИН РАН № 122012700311-2 и при финансовой поддержке гранта РНФ № 23-17-00019.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Астраханский карбонатный массив: Строение и нефтегазоносность / Под ред. Ю.А. Воложа, В.С. Парасыны. М.: Научный мир, 2008. 221 с.

*Боганик Н.*С. Радиогенное тепло земной коры Русской платформы и ее складчатого обрамления. М.: Наука, 1975. 159 с.

Бочкарев А.В., Делия С.В., Карпов П.А., Самойленко Г.Н., Степанов А.Н. Опыт предлицензионной оценки перспектив нефтегазоносности // Геология нефти и газа. 2001. № 2. С. 7–12.

Бродский А.Я., Юров Ю.Г., Волож Ю.А. Новый взгляд на строение Астраханского подсолевого поднятия // Недра Поволжья и Прикаспия. Вып. 11. Саратов: НВНИИГГ, 1996. С. 31–41.

Волож Ю.А. Осадочные бассейны Западного Казахстана (на основе сейсмостратиграфического анализа) / Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1991. 49 с.

Геотермическая карта СССР / Под ред. Ф.А. Макаренко. М.: ГУГК СССР, ГИН АН СССР, 1972.

Гидрогеотермические условия Арало-Каспийского региона. Алма-Ата: Наука, 1977. 184 с.

Дальян И.Б., Посадская А.С. Геология и нефтегазоносность восточной окраины Прикаспийской впадины. Алма-Ата: Наука, 1972. 192 с. Дальян И.Б., Сыдыков Ж.С. Геотермические условия восточной окраины Прикаспийской впадины // Сов. геология. 1972. № 6. С. 126–131.

Дружинин А.В. О связи между геотермическим режимом осадочной толщи и строением кристаллического фундамента // Геология нефти и газа. 1961. № 3. С. 20–25.

Ермолкин В.И., Сорокова Е.И., Бобылева А.А. Формирование углеводородных скоплений в подсолевом комплексе Прикаспийской впадины // Советская геология. 1989. № 3. С. 31–40.

Жеваго В.С. Геотермия и термальные воды Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1972. 253 с.

Ковнер С.С. К теории термической разведки // Докл. АН СССР. 1941. Т. 32. № 6. С. 398–400.

Ковнер С.С. Расчет величины термической аномалии антиклинали // Докл. АН СССР. 1947. Т. 56. № 5. С. 473–476.

Кутас Р.И., Любимова Е.А., Смирнов Я.Б. Изучение теплового потока в Европейской части СССР // Тепловое поле Земли. М.: Мир, 1982. С. 285–294.

Никитин Д.С., Хуторской М.Д., Никитин А.С. Бесконтактные измерения теплофизических свойств горных пород на установке TC14 // Процессы в геосредах. 2016. № 3(7). С. 246–254.

Орлов Г.И., Воронин Н.И. Перспективы нефтегазоносности девонского подсолевого комплекса Астраханского свода // Геология нефти и газа. 2001. № 1. С. 17–25.

Постнова Е.В., Орешкин И.В., Писаренко Ю.А., Сизинцева Л.И. О состоянии ресурсной базы нефти и газа Прикаспийской мегавпадины // Недра Поволжья и Прикаспия. Вып. 27. Саратов: НВНИИГГ, 2001. С. 7–12. Смыслов А.А., Моисеенко У.И., Чадович Т.З. Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л.: Недра, 1979. 191 с

Старовойт О.Е. Сейсмические наблюдения в России // Земля и Вселенная. 2005. № 2. С. 82–89.

Хуторской М.Д. Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Изд-во РУДН, 1996. 289 с.

*Хуторской М.*Д. Применение трехмерного геотемпературного моделирования для расчета условий катагенеза органического вещества // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 4. С. 441–452.

Хуторской М.Д. Геотемпературное поле Астраханского карбонатного массива // Процессы в геосредах. 2018. № 4(18). С. 1226–1239.

Хуторской М.Д., Антипов М.П., Волож Ю.А., Поляк Б.Г. Температурное поле и трехмерная геотермическая модель Прикаспийской впадины // Геотектоника. 2004. № 1. С. 63–72.

Хуторской М.Д., Подгорных Л.В, Грамберг И.С., Леонов Ю.Г. Термотомография Западно-Арктического бассейна // Геотектоника. 2003. № 3. С. 18–30.

Хуторской М.Д., Тевелева Е.А., Цыбуля Л.А., Урбан Г.И. Тепловой поток в солянокупольных бассейнах Евразии — сравнительный анализ // Геотектоника. 2010. № 4. С. 3–19.

Birch F., Roy R.F., Decker E.R. Heat flow and thermal history in New England and New York, chapt.33 // Studies in Appalachian Geology. N.Y., 1968. P. 437–451.

Sass J.H., Blackwell D.D., Chapman D.S. et al. Heat flow of the crust of the United States // Physical properties of rocks and minerals. N.Y.: McGrew-Hill, 1981. P. 503–548.

THERMAL REGIME AND THERMAL EVOLUTION OF THE SEDIMENTARY COVER ON ASTRAKHAN OIL AND GAS PROVINCE

M. D. Khutorskoy*, O. S. Belykh, D. S. Nikitin, E. L. Prikachshikova

Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia *e-mail: mdkh1@yandex.ru

The article considers data on temperatures and heat flow distribution in the sedimentary cover of the Astrakhan swell in the Caspian basin. The calculation of the depth temperatures in two- and threedimensional model with thermal tomography technology is carried out. The parameters for this calculation were original data on the thermophysical properties of sedimentary cover rocks and on the concentration of long-lived isotopes in rocks. Palinspastic reconstructions of the sedimentation history of the cover served as the basis for calculating the evolution of temperatures over 250 million years.

Keywords: Precaspian basin, Astrakhan swell, heat flow, conductivity, radiogenic heat production, digital modeling.

УДК 551.86:553.068:553.08

(Fe-Ca-Al)-ФОСФАТНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ С ПОВЫШЕННЫМ СОДЕРЖАНИЕМ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ ПОГРЕБЕННОЙ СРЕДНЕЮРСКОЙ ПАЛЕОДОЛИНЫ (РУДОПРОЯВЛЕНИЕ ШАНКИНКА, МОСКОВСКАЯ ОБЛАСТЬ, ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ РУССКОЙ ПЛИТЫ)

© 2024 г. И. А. Новиков^{а,} *, А. А. Разумовский^b, Ю. В. Яшунский^b, А. А. Александров^a, Е. А. Молькова^a, П. П. Федоров^a

^аИнститут общей физики им. А.М. Прохорова РАН, ул. Вавилова, 38, Москва, 119991 Россия

^bГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

*e-mail: ivan.a.novikov@gmail.com

Поступила в редакцию 10.04.2023 г. После доработки 03.10.2023 г. Принята к публикации 03.11.2023 г.

Новое проявление фосфатной минерализации, получившее название Шанкинка, изучено в устье р. Федьковская в Рузском районе Московской области. Главные минеральные фазы представлены дельвокситом, митридатитом, фторапатитом и крандаллитом. Установлено, что проявления алюминий- и феррофосфатов приурочены к палеодолинам байос-батского возраста, врезанным в каменноугольные породы и частично заполненным среднеюрскими келловейскими морскими отложениями. Структурные особенности зоны фосфатизации и существенное обогащение новообразований Sr, Ba, Co, Ni, Zn, Cu, P3Э указывают на возможную связь образования фосфатных минералов с перекрывающими отложениями оксфордского века. Можно предположить, что формирование эпигенетической фосфатной минерализации связано с просачиванием обогащенных фосфором иловых вод из богатых органическим веществом оксфордских осадков в подстилающие келловейские рыхлые породы, богатые минералами железа.

Ключевые слова: дельвоскит, крандаллит, митридатит, фторапатит, фосфаты, байос-батские палеодолины, оксфорд, подмосковная свита, Московская область. **DOI:** 10.31857/S0024497X24020051, **EDN:** zbukmd

На юго-востоке Рузского района Московской области в правом борту современной долины р. Федьковская недалеко от ее устья (55°37.687' с.ш., 36°22.100' в.д.) обнажен поперечный разрез небольшой палеодолины, врезанной в карбонатные породы мячковского горизонта московского яруса карбона и погребенной под черными глинами оксфордского яруса верхней юры. В преимущественно терригенных породах келловейского яруса, выполняющих линзу этого вреза, нами впервые была обнаружена ассоциация новообразованных (Fe-Ca-Al)-фосфатов, включающая дельвоксит, митридатит, вивианит, фторапатит и крандаллит. Ранее сходная фосфатная минерализация была обнаружена приблизительно в 10 км к юго-востоку от рассматриваемого рудопроявления, в пределах

ныне рекультивированного карьера у с. Григорово. На этом объекте, известном с начала прошлого столетия, полное минералогическое описание было выполнено только для двух аморфных фаз: феррофосфата, сходного с дельвокситом, и его разновидности, подвергшейся частичному гидролизу [Годовиков, Дьячкова, 1961]. Другие фосфаты (сантабарбараит, митридатит, рокбриджеит, фосфосидерит и пр.) в литературе не обсуждались, хотя и были переданы в Научно-исследовательский фонд образцов Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН (ФММ), где были доизучены и каталогизированы. Значительная часть образцов из верхней части разреза карьера Григорово поступила в ФММ из сборов В.И. Степанова [Белаковский, Никифоров, 2014], которого можно считать первооткрывателем железо-фосфатной минерализации в Рузском районе Московской области. Стоит отметить, что не верифицированные в минералогическом плане находки "фосфатов железа" в окрестностях Москвы упоминаются с начала XX в. [Николаевский, 1912].

Новое проявление фосфатной минерализации обнаружено нами в 2022 г. Оно, вероятно, генетически схоже с проявлением подобных минералов в карьере Григорово, так как оба этих объекта расположены в пределах одной палеодолины. В настоящей работе показана структурная позиция рудопроявления Шанкинка, приведено его литологическое описание и детально проанализированы главные фосфатные минеральные фазы. Название "Шанкинка" дано в соответствии с историческим балтским гидронимом, по старому названию р. Федьковская, подчеркивающему искусственное изменение формы ее долины в результате отработки железных руд (от глаголов "*šainytis*", "*šiẽti*", имеющих значение "углублять", "разрезать", "выкапывать ров") [Федченко, 2020].

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

На изученной площади (рис. 1) обнажаются: карбонатные породы московского яруса карбона



Рис. 1. Палеогеографическая схема юго-западной части Восточно-Европейской платформы для байосского-батского веков юрского периода (составлена по данным [Атлас, 1968] с изменениями) (а) и схема геологического строения нижнего течения р. Руза (составлена по данным [Лачинова и др., 1999] с изменениями) (б).

1-4 – палеогеографические обстановки: 1 – море: прибрежная зона и мелководная часть шельфа, 2 – равнины: низменные аккумулятивные, прибрежные, периодически заливаемые морем, 3 – равнины холмистые, 4 – равнины возвышенные, плато; 5 – каменноугольные отложения московского яруса: известняки, доломиты, глины; 6 – байосскокелловейские отложения палеодолин: железисто-терригенно-карбонатные коры выветривания; 7 – келловейскокимериджские глины; 8 – титонско-альбские отложения: пески, глины, алевриты; 9, 10 – только на профилях (см. рис. 3): 9 – лимонитизированные (гётитизированные) сидериты, 10 – четвертичные отложения различного генезиса, неразделенные; 11 – геологические границы: а – достоверные, б – предполагаемые; 12 – местонахождение Шанкинка. (преимущественно мячковского подъяруса), терригенные поролы с линзами углистого вешества и "рудные" массивные сидериты байос-батского интервала средней юры, карбонатно-глинистые породы с железистыми оолитами среднекелловейского полъяруса а также песчано-глинистые отложения келловея-кимериджа средней-верхней юры с богатыми органическим вешеством глинами в основании оксфордского яруса. По данным геологического картирования, разрез мезозоя общей мощностью до 90 м завершают песчано-глинистые отложения верхней юрынижнего мела [Лачинова, 1999]. Также широко развиты разнообразные четвертичные комплексы пород: ледниковый, озерный, аллювиальный, склоновый и др.

В отличие от более древних образований мезозоя оксфордские породы в пределах Рузского района имеют сплошное распространение, за исключением тех областей, где они были замещены или уничтожены четвертичными процессами. Результатом последних являются крупные экзарационные врезы северо-западного удлинения, ныне заполненные ледниковым

материалом, а также эрозионные врезы современных речных долин. Вне этих четвертичных структур, на большей части рассматриваемой площади характерные битуминозные черные глины оксфордского яруса непосредственно перекрывают известняки карбона, и лишь на ограниченных участках, соответствующих реликтовым фрагментам палеодолин, оксфордские породы надстраивают более древние юрские образования. На этих участках палеодолины не были полностью реформированы обширной оксфордской трансгрессией, и в донных частях врезов сохранились линзы выполнения, сложенные механически перемешанными разновозрастными породами, предположительно байосбатского и келловейского возраста (рис. 2). Стоит отметить, что черные битуминозные глины нижней пачки оксфорда, которые в некоторых разрезах выделяют в подмосковную свиту [Олферьев, 2012], геохимически весьма контрастны по отношению к подстилающим карбонатным породам. В общих чертах это было отмечено еще в начале прошлого века [Николаевский, 1912]. Такая контрастность делает возможным



Рис. 2. Внемасштабная схема поперечного строения палеодолины Григорово–Нестерово и ее взаимоотношений с вмещающими и перекрывающими осадочными комплексами. Условные обозначения см. рис. 1.

появление различных "реакционных" минеральных новообразований, развитие которых можно было бы ожидать на всей обширной площади контакта оксфордских глин и подстилающих карбонатных пород. Однако установленная нами специфическая фосфатная минерализация проявлена менее широко. Фосфатные новообразования присутствуют ниже подошвы оксфордских пород только в том случае, когда последние перекрывают карбонатно-глинистые породы среднеюрского возраста. На большей части территории района, где породы оксфордского возраста лежат непосредственно на карбонатных породах московского яруса каменноугольной системы, проявления фосфатов железа и кальция нами обнаружены не были. Можно предположить, что такая избирательность связана с тем, что породы, выполняющие до-оксфордские палеодолины, благодаря своим текстурноструктурным и геохимическим особенностям являлись специфическим субстратом, благоприятным для эпигенетических преобразований. Эти смешанные терригенно-карбонатные отложения байос-батского и келловейского возраста мы детально изучили методами рентгеновской порошковой дифракции, энергодисперсионной спектроскопии, дифференциального термоанализа. Они резко отличаются от каменноугольных карбонатных пород по характеру гидрологической проницаемости, особенностям глинистого вещества и количественному соотношению в них кальцийсодержащих и железосодержащих минералов. В их составе преобладает смектитовый глинистый матрикс. включающий гётитовые оолиты, присутствуют: лимонитизированные келловейские сидеритолиты (хемогенные осадочные породы, преимущественно состоящие из мелкозернистого сидерита), перемытые батские лимонитизированные рудные сидериты, фрагменты силицитизированных известняков карбона и кальцит. Последний в породах палеодолин присутствует и как аутигенная фаза (в составе новообразованных конкреций), и в составе обломочного материала разного размера: от карбонатного песка до метровых окатанных обломков каменноугольных известняков.

Исходя из такой избирательности фосфатного эпигенеза по отношению к субстрату, можно заключить, что поиск аналогичной фосфатной минерализации должен быть основан только на комплексном — структурном, минералогическом и литологическом изучении погребенных долин и связанных с ними пород. Под "эпигенезом" мы понимаем наложенные изменения, происходящие в осадочной породе, собственные диагенетические преобразования которой были завершены, при условии, что эти изменения происходят под воздействием химических агентов, связанных с поздними экзогенными процессами. В описываемом случае, совокупность химических преобразований келловейского субстрата и процесс фосфатизации можно рассматривать, как инфильтрационный катагенез, связанный с последующей оксфордской трансгрессией [Сазонова, Сазонов, 1967; Sahagian et al., 1996]. В некоторых странах для описания подобного процесса и его результата принят термин "вторичный диагенез" или "повторный диагенез".

Обнаруженное нами проявление фосфатной минерализации может быть интересно для минералогов, так как позволяет в естественных обнажениях изучать в неизмененном состоянии фазы, склонные к окислению и гидратации с переходом в окислы-гидроокислы железа. Сохранность минеральных ассоциаций связана с тем, что перекрывающие оксфордские породы в пределах рудопроявления не были существенно затронуты позднейшими экзогенными процессами, что и обеспечило геохимическую "консервацию" минералов в подстилающих породах келловея. Таким образом, рассматриваемые в настоящей работе особенности проявления (Fe-Ca-Al)-фосфатов в среднеюрских отложениях небольшой палеодолины можно считать референсными при описании близких по минеральному составу и происхождению объектов.

СТРУКТУРА И СОСТАВ ПОРОД, ВМЕЩАЮЩИХ ФОСФАТНУЮ МИНЕРАЛИЗАЦИЮ

Нижнюю возрастную границу заложения палеодолины определить сложно. Начало ее формирования могло быть связано с любым временным отрезком пермь-раннеюрского "великого перерыва", когда на большей части Восточно-Европейской платформы господствовали континентальные условия. Однако по характеру выполняющего врез материала (рис. 3), последний этап формирования долины можно рассматривать как байос-келловейский.

В донной части погребенного вреза палеодолины можно видеть разновозрастные перемытые и механически перемешанные породы. Непосредственно в районе фосфатного проявления видимая глубина вреза составляет 4.5 м, что, вероятно, существенно меньше фактических значений, так как северный высокий борт палеодолины на этом участке не обнажен





Рис. 3. Схема взаимоотношений разновозрастных пород в западном борту долины р. Федьковская (слева) и зарисовка расчистки в зоне развития фосфатизированных пород рудопроявления Шанкинка (справа, длина масштабной линейки 0.1 м).

I – монтмориллонитовые глины с дресвой карбонатных пород, редкими железистыми оолитами и линзами кварцевого песка; 2 – известняки карбона и валуны окатанных известняков; 3 – переотложенные лимонитизированные массивные сидериты; 4 – линза оолитовых сидеритолитов; 5 – перекрывающие черные (слюдистые и битуминозные) глины оксфордского яруса; 6 – нодули дельвоксита; 7 – зоны с новообразованным митридатитом; 8 – зона новообразованного фторапатита и крандаллита; 9 – четвертичные флювиогляциальные отложения.

полностью. Полная мощность до-оксфордских отложений палеодолины в районе рудопроявления Шанкинка не превышает 1.5—2.0 м. Несмотря на сложность разреза, реконструировать последовательность эволюции палеодолины возможно, приняв во внимание тот факт, что более молодые породы последовательно цементируют обломки более древних.

Наиболее древними и самыми массивными компонентами придонной части линзы выполнения являются окатанные обломки (валуны) известняков и кремней карбона, заключенные в матрицу пестрых монтмориллонитовых глин (см. рис. 3(2), 3(3)). По структуре и составу валуны часто не имеют сходства с известняками, выполняющими ложе палеодолины. Валуны сложены характерными перекристаллизованными известняками, залегающими выше по разрезу каменноугольных пород на участках, окружающих палеоврез. Это фрагменты слоев части разреза, уничтоженной при формировании палеодолины, которые были сгружены в нее при гравитационном обрушении скалистых стенок. Несколько "палеоутесов", являвшихся, по-видимому, бортами небольших палеодолин, в настоящее время унаследованы современными реками Руза и Москва, отмыты ими и доступны для наблюдения. Один из них находится на левом берегу р. Москвы, в 100–200 м ниже автомобильного моста в пос. Старая Руза. Литологическое

сходство окатанных валунов, залегающих в придонной части вреза, с перекристаллизованными известняками в бортах палеодолины имеет важное значение для понимания характера ее поперечного профиля, который по морфологии, наиболее вероятно, соответствовал не очень глубокому (5-15 м), но иногда обрывистому ущелью, располагавшемуся в пределах каменистой равнины, сложенной карбонатными породами. Помимо перекристаллизованных известняков среди наиболее древних осадков палеодолины можно отметить фрагменты и целые колонии колониальных кораллов рода Petalaxis, переотложенных из пород мячковского горизонта и замещенных кварцем. В отличие от массивных кристаллических известняков, экстрагированные из них древними эрозионными процессами цельные караваеподобные колонии кораллов должны были оказаться весьма нестойкими к механическому воздействию, если бы сохранили на момент переотложения карбонатный состав. Однако, даже в апикальной части, они имеют минимальные признаки окатывания. Это свидетельствует о том, что замещение карбонатного материала кварцем произошло до их перемещения в ложе долины, предположительно в байос-батское время.

В нижней и средней частях разреза дооксфордских пород, выполняющих палеодолину, некоторые обломки каменноугольных

известняков заключены в матрикс частично лимонитизированных (преимушественно гётитизированных) сидеритов (см. рис. 3(3)). Наиболее плотный, массивный сидерит можно отнести к ранним образованиям. Отличие таких сидеритов от более молодых келловейских сидеритолитов заключается в отсутствии железистых оолитов в их структуре, наличии толстых внешних кайм гётитизации вокруг реликтов сидерита, примеси углистого вещества, а также в том, что часть гётитовых "скорлуп" имеет признаки окатывания до захоронения. По данным рентгенофлуоресцентного анализа, содержание Fe₂O₃ в лимоните доходит до 73 мас. % при содержании фосфора и серы менее 0.1%. В первичном залегании гётит-сидеритовые породы (железные руды) были подробно описаны нами ранее в центре г. Руза, где они выполняют пологое углубление в кровле каменноугольных известняков [Fedorov et al., 2022]. Массивные сидеритовые конкреции, близкие по структуре, минеральным примесям и химическому составу рузским гётит-сидеритовым породам, характерны и для основания киреевской рудоносной толщи, описанной в Калужской и Тульской обл., датированной позднебайосским-раннебатским возрастом палеонтологическим методом [Олферьев, 2012]. Таким образом, на основании сходства можно предположительно оценить возраст переотложенных фрагментов сидерит-гётитовых пород как байос-батский.

В свою очередь, перемытые обломки массивных гётитизированных сидеритов заключены в неяснослоистый глинистый матрикс (см. рис. 3(1)), состоящий из пестрых агрегатов монтмориллонита с оолитами. Кроме монтмориллонита они цементируются веществом вторичных карбонатных пород, также включающих в себя обильные железистые оолиты. Вторичные карбонатные породы залегают в форме неправильных линз среди монтмориллонитовых глин и распространены в средней и верхней частях разреза до-оксфордских пород палеодолины. В большинстве случаев карбонатные породы представлены мономинеральными сидеритолитами, но в отдельных линзах, помимо сидерита, в их составе начинает присутствовать заметное количество кальцита, вплоть до появления сидеритистых известняков. Как правило, карбонатные линзы переходят во вмещающие терригенные породы постепенно, по мере увеличения доли глинистого вещества во внешней зоне. Находки аммонитов, близких к Kosmoceras *proniae* в нижней части монтмориллонитовых глин, богатой оолитами и в карбонатных линзах,

позволяют относить и те, и другие к верхнему подъярусу келловейского яруса (чулковской свите). Верхняя часть разреза до-оксфордских пород палеодолины перемыта во время ингрессионной фазы оксфордской трансгрессии и фактически является базальным горизонтом толщи черных глин оксфордского яруса. Базальный горизонт обогащен крупными обломками каменноугольных известняков (чаще всего силицитизированных), обломками оолитовых сидеритолитов и повторно перемытых байос-батских лимонитизированных сидеритов. Обломки среднекелловейских оолитовых сидеритолитов иногда окислены и окружены тонкими фестончатыми и скорлуповатыми каймами гётита. Именно лимонитизированные оолитовые сидеритолиты являются оптимальным субстратом для развития аутигенных железосодержащих фосфатов, хотя подобные минеральные новообразования иногда отмечаются и во внешних зонах окварцованных кораллов, и в полостях внутри валунов каменноугольного известняка (см. рис. 3(2)).

Учитывая, что коренное ложе палеодолины формировалось с участием древних карстогенных процессов, его поперечный и продольный профили характеризуются наличием многочисленных бочагов, западин, порогов и т.п. Все это привело к переменной мощности и неоднородному вещественному составу сформировавшихся отложений, в частности, повлияло на концентрацию железистых оолитов, заключенных непосредственно в глинистом матриксе. Вариации состава пород, в свою очередь, обусловили латеральную изменчивость минеральных новообразований, связанных с эпигенетическими процессами.

Хотя структурные исследования и не являлись основной задачей настоящей работы, мы попытались реконструировать общие черты палеодолины по абсолютным высотным отметкам кровли известняков, которые определяли в гидрогеологических скважинах и в естественных обнажениях. На участке от с. Григорово до с. Старая Руза, рассматриваемая в настоящей работе палеодолина, в общих чертах своего плана, совпадает с долиной современной р. Москвы (см. рис. 1). Однако направление стока палеореки определяется как северо-западное, т.е. противоположное течению р. Москвы на этом участке. Кроме того, долина палеореки имеет более спрямленные очертания. Последнее делает возможным наблюдать разрез ее поперечного профиля сразу в нескольких обнажениях, соответствующих геометрическим пересечениям спрямленной палеодолины, по сравнению с более извитой долиной современной реки Москва (см. рис. 2). Западнее с. Старая Руза рассматриваемая палеодолина соединяется с крупной погребенной долиной субмеридионального (или ССВ) направления, которая является частью Главной Московской ложбины [Волкова, 1952].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Сканирующая электронная микроскопия

Изучение морфологических особенностей минеральных агрегатов и предварительная полуколичественная оценка химического состава фосфатных минералов были выполнены на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) Zeiss EVO 10 в центре коллективного пользования института общей физики им. А.М. Прохорова РАН. Анализы проводились в режиме низкого вакуума (EP = 70 Па) при ускоряющем напряжении 20 кВ. Для химического микроанализа использовали детектор SmartEDX (Zeiss-EDAX). Образцы не напылялись.

Рентгеноспектральный микроанализ

Количественный химический состав алюминий- и железосодержащих фосфатных минералов определен на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8100 (JEOL, Япония) в Лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН. Анализ выполнялся в полированных препаратах с углеродным напылением при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе на цилиндре Фарадея 20 нА и диаметре зонда 1 мкм. Время экспозиции на основные элементы составляло 10 сек и по 5 сек с обеих сторон от линии (фон). Для элементов Si, Al, Ti, Mg, F, Fe, Mn, Na, K, Ca, Ba, P, S, Cl, Ce использовались аналитические линии Кα-серии, для Sr – Lα-серии. Кристаллы-анализаторы: для Si, Mg, Al, Na, Sr, P, Ce – ТАР, для Fe, Mn, Nd – LiF, для Ca, Ti, Ba, Cl – PETH, для S, K – PETJ, для F – LDE1. Используемые стандарты: на Si, K, Al – санидин KAlSi $_3O_8$, на Mg – оливин, на Fe, Na – синтетический эгирин, на Ca — шорломит Ca₃Ti₂[SiFe₂O₁₂], на Mn – спессартин Mn₃Al₂[SiO₄]₃, на Ti – ильменит FeTiO₃, на S – пирит FeS₂, на Sr – Sr-стекло, на Ва – барит ВаSO₄, на F – флюорит СаF₂, на Cl – атакамит Cu₂ClOH₃, на Р – фосфид галлия, на Ce – синтетическое соединение CeP₅O₁₄, на Nd – синтетическое соединение NdP5O14. Расчет поправок осуществлялся по методу ZAF-коррекции с использованием программы фирмы JEOL.

Рентгенодифракционные исследования

Рентгенофазовый анализ минеральных новообразований из зоны фосфатизации был выполнен на дифрактометре Bruker D8 Advance с Cu К α -излучением в бесфоновых кюветах в Центре коллективного пользования Института общей физики РАН им. А.М. Прохорова. Регистрация сигнала велась на воздухе в диапазоне углов от 20 до 70° 20, с шагом 0.02° 20, временем набора сигнала на один шаг 0.4 сек и с вращением образца 20 об./мин. Индицирование дифрактограмм и диагностика минеральных фаз проводились с использованием базы данных PDF-2 rel. 2011.

Спектроскопия комбинационного рассеяния (рамановская спектроскопия)

Спектры комбинационного рассеяния (КР) дельвоксита регистрировались на рамановском микроскопе EnSpectr M532 (Институт проблем химической физики РАН), построенном на базе оптического микроскопа Olympus CX-41 с ведущим объективом 40х. Базовая длина волны лазера составляла 532 нм. Измерение проводились в полном спектральном диапазоне рамановского спектрометра в интервале 160-4000 см⁻¹ при спектральном разрешении 4-6 см⁻¹. Мощность лазерного излучения при измерениях составляла 10 мВт, время накопления – 1 сек. Учитывая характерное для железосодержащих фосфатов низкое отношение сигнал/ шум, было выполнено усреднение 120 спектров. Для оценки спектральной воспроизводимости сравнительные измерения проводились в трех точках.

Валовый химический рентгенофлуоресцентный анализ

Для получения данных о валовом химическом составе новообразований из зоны фосфатизации были отобраны четыре пробы массой 100–120 г. Анализ выполнен в центре коллективного пользования ИГЕМ РАН на вакуумном рентгенофлуоресцентном спектрометре волновой дисперсии Axios mAX по методике HCAM ВИМС 439-РС [Методика ..., 2010].

Термогравиметрический анализ

Термогравиметрия образцов глинистой составляющей субстрата, вмещающего фосфатные новообразования, была проведена на дериватографе МОМ Q-1500 D (Венгрия) со скоростью нагрева и охлаждения 10°С/мин на воздухе в платиновых тиглях. Погрешность определения температуры составляла +5...-5°С. Регистрация данных осуществлялась с помощью программного обеспечения ЭКОХРОМ (Россия).

МИНЕРАЛЫ ДО-ОКСФОРДСКИХ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Учитывая важную роль келловейского глинистого субстрата в формировании эпигенетической фосфатной минерализации, остановимся на некоторых его особенностях. Рентгенодифрактометрический анализ порошков породы (без насыщения этиленгликолем) позволяет судить о том, что основным ее компонентом является минерал из группы смектитов, с примесью тонкозернистого кварца и иногда гётита (рис. 4). Полуколичественная энергодисперсионная спектроскопия показывает, что катионный состав смектитового минерала изменяется в зависимости от положения образца относительно локальных зон интенсивной фосфатизации. Вне зоны фосфатного эпигенеза катионный состав смектитового минерала преимущественно железомагнезиальный (Ca : Fe : Mg = 0.1 : 1.5 : 2.7), что формально соответствует сапониту или (Mg-Fe)-монтмориллониту. В рассматриваемой зоне интенсивного фосфатного эпигенеза катионный состав приближается к кальциевому, с подчиненной ролью железа и магния (Ca : Fe : Mg = 0.5 : 1.2 : 0.2), что соответствует (Са-Fе)-монтмориллониту. Во всех зонах в составе глинистой фазы было обнаружено повышенное содержание алюминия при отсутствии натрия (ниже предела обнаружения ЭДС). Наличие магния и железа в смектите подтверждается характерной термограммой, на которой высокотемпературные эндотермические эффекты смещены в область 520-650°С (см. рис. 4б). Подобное смещение эндотермических эффектов было описано ранее [Маслова, 2014]. В целом, термограммы





а – штуф 11×10×4 см; б – дифференциальная кривая нагревания, звездочкой помечено положение высокотемпературных эндотермических эффектов; в – дифрактограмма глинистого вещества без дополнительной подготовки (Мтм – монтмориллонит, Кв – кварц).

(Fe-Ca-Al)-ФОСФАТНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ...

глинистого минерала близки к монтмориллониту и практически идентичны для образцов глин из разных зон келловейских пород, несмотря на различия в составе.

ФОСФАТНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ НОВООБРАЗОВАНИЯ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ШАНКИНКА

Как отмечалось выше, в 10-30 см ниже подошвы черных оксфордских глин монтмориллонитовые глины содержат линзы богатых железистыми оолитами известняков и сидеритолитов. Большая часть фосфатной минерализации наложена на эти породы и замещает их частично или полностью на отдельных участках разреза, особенно на южной периферии палеовреза. В меньшем объеме фосфатизация проявлена во внешних зонах валунов карбоновых известняков и внутри фрагментов окварцованных органических остатков каменноугольного возраста.

В разрезе фосфатизация фиксируется по изменению цвета и текстуры. Среди светлых келловейских глин появляются зоны, окрашенные в грязно-зеленый цвет, а также многочисленные мелкие темные красновато-черные и зеленовато-черные нодули, придающие породе пестрый вид. Локальные зоны фосфатизации внутри линзы келловейских пород имеют вид "колонн", "струй" или неправильную амебообразную форму, с расширением к низу. Ширина отдельных зон достигает 60-70 см. Между зонами породы субстрата высветлены. По вертикали отдельные "струи" достигают 2/3 мощности дооксфордских пород.

Среди фосфатных минералов нами установлены: дельвоксит CaFe³⁺₄(PO₄)₂(OH)₈·4–5H₂O, ри-шеллит CaFe³⁺₂(PO₄)₂(OH)₂·nH₂O, митридатит Ca₂Fe³⁺₃(PO₄)₃O₂·3H₂O, фторапатит, крандаллит CaAl₃(PO₄)(PO₃OH)OH₆, вивианит, аморфные фосфаты железа и алюминия переменного состава. В настоящей работе приводится детальное описание только главных минеральных фаз, доминирующих в фосфатизированных породах – дельвоксита и связанных с ним аморфных разностей; митридатита, а также фторапатита и крандаллита, играющих подчиненную роль в составе ассоциации; также отмечен ряд минералов, имеющих значение для реконструкции генезиса фосфатной минерализации.

Дельвоксит и другие аморфные феррофосфаты

Наиболее часто дельвоксит образует нодули и гнезда замещения в келловейских карбонатных породах (сидеритолитах и вторичных сидеритистых известняках), но иногда можно видеть его самостоятельные желваки, легко высвобождаемые из глинистой матрицы. Размер обособлений от 4 мм до 4-5 см. Форма нодулей чаще всего неправильная эллипсоидальная или бобовидная с неровной поверхностью, реже – это бесформенные выделения (рис. 5а). Естественный синерезис, возникавший при созревании аморфного феррофосфата, приводил к появлению в фосфатных желваках многочисленных трещин и полостей. Сейчас в этих полостях часто можно увидеть скрытокристаллические пленки и корки зеленого митридатита различных оттенков, иногда весьма яркого. Дельвоксит на рудопроявлении имеет очень небольшую примесь сульфатаниона (табл. 1). Тем не менее, профиль спектра КР полностью соответствует эталонному спектру дельвоксита, включая влияние колебательных центров, соответствующих сульфат-аниону (см. рис. 5г). При расшифровке спектра КР были использованы данные [Frost, 2011].

Строго говоря, низкосернистому дельвокситу с избытком фосфат-аниона соответствуют только наиболее светлые желтоватые и охристо-бурые разности со смолистым блеском, которые слагают внутреннюю часть обособлений. Эмпирическая формула такого дельвоксита, рассчитанная по результатам химического анализа: $(Ca_{0.7}, Mg_{0.1})_{S=0.8}$ (Fe³⁺_{3.9}, Al_{0.1})_{S=2.4}(PO₄)_{2.5}(SiO₄)_{0.1} (OH)_{5.8}·8H₂O.

Внешняя зона нодулей характеризуется более темной окраской и сложена темно-бурым аморфным веществом с выраженными вишневыми рефлексами (см. рис. 5б). Она избыточно обогащена органическим веществом, природа которого нами не установлена. По химическому составу внешняя зона близка к ришеллиту (см. табл. 1). Формула слагающего внешнюю часть нодулей вещества колеблется от близкой к идеальному ришеллиту: $Ca_{1.0}Fe^{3+}_{2.0}(PO_4)_{1.9}(SiO_4)_{0.1}$ (OH)₂·4H₂O до фазы с избытком железа (Ca_{0.8}, Mg_{0.1}, Fe²⁺_{0.1})_{S=1.0}(Fe³⁺_{2.3}, Al_{0.1})_{S=2.4}(PO₄)_{1.8}(SiO₄)_{0.2} O_{0.6}(OH)₂·3H₂O. Во внешней, макроскопически темной зоне нодулей содержится значительное количество элементов-примесей, не характерных для дельвоксита, в том числе: фтор, хлор, стронций, барий, марганец (см. табл. 1).

Часть нодулей феррофосфата частично утеряла первоначальное аморфное состояние в процессе созревания и включает зачаточные



Рис. 5. Нодули темного дельвоксита в фосфатизированных сидеритолитах.

а – штуф $10 \times 6 \times 4$ см; б – типичное строение нодулей аморфного феррофосфата. Внутренняя зона сложена светлокоричневым дельвокситом, тонкая темно-бурая внешняя зона – аморфным фосфатом, близким к ришеллиту, размер нодуля 2.5×1.5 см; в – псевдоморфоза желтого дельвоксита и красно-оранжевого фосфатистого сидерогеля по радиально-лучистому агрегату неустановленного минерала; г – спектр комбинационного рассеяния, помечены диапазоны, отвечающие колебаниям: $1 - n_{1-4}(PO_4)^{3-}$, $2 - n_{1-4}(SO_4)^{2-}$, 3 - воды; д – дифрактограмма порошка частично раскристаллизованного феррофосфата, демонстрирующая суперпозицию аморфного гало и слабо выраженных рефлексов, отвечающих главным рефлексам митридатита (Мт).

(%
(мас.
анализа
крозондового
данным ми
UО
минералов
COCTAB
Химический
Ι.
Таблица

Сумма		80.57	84.57	82.63	79.49	82.97		81.59	78.91	78.18	82.13	82.26		81.12	81.15	81.31	81.71	81.65		96.62	93.21	96.08	92.63	94.46		72.00	86.88	85.23	60.05	80.75
Ľ		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.01	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		3.83	2.49	3.40	3.31	3.59		0.18	0.39	0.20	0.00	0.66
CI		0.00	0.00	0.00	0.01	0.00		0.01	0.01	0.01	0.00	0.00		0.02	0.05	0.04	0.03	0.05		0.01	0.02	0.01	0.01	0.01		0.04	0.05	0.05	0.13	0.03
SO_3	-	0.08	0.06	0.05	0.25	0.11		0.12	0.11	0.14	0.16	0.11		0.12	0.11	0.09	0.09	0.07		0.13	0.09	0.11	0.15	0.16		0.05	0.10	0.05	0.20	0.09
SiO_2		1.85	0.20	0.97	1.53	1.17		1.75	3.44	2.23	3.13	3.46		1.73	1.97	2.17	1.84	1.76		6.70	5.52	8.18	7.61	8.59		6.07	7.43	7.91	2.01	4.53
P_2O_5		24.16	28.93	26.85	24.99	26.74		29.35	23.93	24.90	27.62	26.75		29.73	29.81	29.65	29.66	30.36		30.22	32.85	32.03	30.79	29.85		15.91	18.84	19.94	16.67	19.99
Al_2O_3		0.19	0.04	0.44	0.12	0.45		0.92	1.50	0.99	1.04	1.44		0.49	0.49	0.68	0.46	0.45		4.47	3.67	4.22	4.89	5.07		23.11	27.43	29.30	27.27	34.93
TiO_2		0.00	0.00	0.02	0.00	0.03		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.02	0.00	0.00	0.00	0.00		0.13	0.12	0.09	0.09	0.07		0.01	0.00	0.05	0.02	0.02
MnO		0.34	0.28	0.31	0.44	0.23		0.26	0.13	0.27	0.26	0.25		0.26	0.21	0.15	0.19	0.22		0.13	0.12	0.10	0.08	0.07		0.01	0.03	0.05	0.03	0.02
${\rm Fe}_2{\rm O}_3$	оксит	43.76	51.21	49.54	41.88	49.77	ТИПЛАТ	36.09	39.05	39.43	38.69	38.65	идатит	35.80	35.30	36.17	36.53	36.03	апатит	9.55	4.51	5.19	4.57	4.33	цаллит	19.08	24.64	17.04	1.76	10.61
Nd_2O_3	Дельв	не опр.	Риш	не опр.	Митрі	не опр.	Φ_{TOD}	0.00	0.06	0.08	0.06	0.02	Кранд	0.04	0.03	0.09	0.05	0.03												
Ce_2O_3		не опр.		не опр.		не опр.		0.03	0.07	0.07	0.13	0.13		0.21	0.14	0.27	0.35	0.28												
SrO		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.01	0.00	0.00		0.00	0.01	0.00	0.00	0.00		0.09	0.03	0.08	0.08	0.03		0.49	0.39	0.70	0.77	0.84
BaO		0.29	0.08	0.14	0.18	0.13		0.49	0.39	0.80	0.65	0.64		0.12	0.14	0.11	0.12	0.13		0.00	0.00	0.07	0.00	0.09		0.07	0.07	0.17	0.24	0.04
MgO		0.31	0.13	0.17	0.50	0.15		0.31	0.32	0.52	0.45	0.45		0.14	0.11	0.11	0.14	0.09		0.37	0.31	0.45	0.33	0.45		0.06	0.08	0.24	0.25	0.06
CaO		9.52	2.92	3.55	9.51	3.62		12.18	9.84	8.72	10.02	10.32		12.60	12.88	12.05	12.61	12.39		40.88	43.24	41.93	40.39	41.72		6.62	7.26	9.10	10.26	8.42
Na_2O		0.02	0.26	0.19	0.02	0.18		0.02	0.07	0.09	0.03	0.05		0.06	0.03	0.02	0.00	0.07		0.04	0.02	0.05	0.12	0.16		0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
K_2O		0.05	0.47	0.42	0.07	0.40		0.09	0.15	0.08	0.08	0.13		0.04	0.08	0.09	0.05	0.04		0.04	0.09	0.02	0.02	0.12	·	0.05	0.02	0.08	0.02	0.19
Ž		1	2	ε	4	5		9	7	8	6	10		11	12	13	14	15		16	17	18	19	20		21	22	23	24	25

(Fe-Ca-Al)-ФОСФАТНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ...



Рис. 6. Митридатит.

а — полосчатый агрегат, с чередованием зон более плотного (темнее) и рыхлого (светлее) скрытокристаллического грязно-зеленого митридатита, штуф $10 \times 9 \times 9$ см; б — последовательная псевдоморфоза митридатита по гетиту, ранее заместившему крупнокристаллический сидерит; в — микрокристаллическая корка митридатита, выстилающая полость в нодуле дельвоксита; г — типичная дифрактограмма скрытокристаллического агрегата митридатита (Мт — митридатит, Кв — кварц).

кристаллические кластеры, более или менее равномерно распределенные в массе аморфного вещества (рис. 6). На дифракционных картинах в этом случае на фоне аморфного гало присутствуют не вполне отчетливые рефлексы, соответствующие кристаллической решетке митридатита (см. рис. 5д). Такие частично раскристаллизованные желваки имеют темно-зеленую окраску. Дельвоксит с подобными зачаточными кластерами кристаллических фосфатов был описан в Бельгии, в окрестностях г. Визе [Blondieau et al., 2019].

Помимо хорошо оформленных нодулей, дельвоксит и прочие аморфные разности фосфатов встречаются в виде бесформенных стекловатых обособлений, заполняющих полости во внешних частях: валунов каменноугольных известняков, кремней и окварцованных кораллов, присутствующих в глинистом матриксе келловейских пород.

На некоторых участках рудопроявления, в трещинах оолитовых сидеритолитов можно увидеть дельвоксит иной морфологии. Это псевдоморфозы аморфного феррофосфата по сантиметровым радиальным агрегатам неустановленного минерала (см. рис. 5в). При гипергенном изменении дельвоксит постепенно гидролизуется и переходит в аморфный фосфат-содержащий сидерогель (FeOOH_{аморф.}) переменного состава с частично выщелоченным из него фосфатанионом и доминирующим аморфным оксидгидроксидом трёхвалентного железа.

Митридатит

Самые значительные массы порошковатого болотно-зеленого митридатита образуют самостоятельные линзы и пятна замешения в верхней части дооксфордских пород, выполняющих врез палеодолины (см. рис. 6а). В 10–15 см ниже подошвы оксфордских черных глин, митридатит совместно со фторапатитом замешает вторичные сидеритистые известняки и лимонитизированные (гётитизированные) оолитовые сидеритолиты. Размер индивидов в порошковатых агрегатах колеблется от 0.5 до 5-7 мкм. Замещению митридатитом подверглись как фрагменты ранних байос-батских лимонитизированных сидеритов, так и поздние келловейские оолитовые силеритолиты. К первым относятся псевломорфозы митридатита по характерным гётитовым "футлярам", образовавшимся после замещения губчатым гётитом крупнокристаллического раннего сидерита (см. рис. 6б). Формирование таких "футляров" подробно рассмотрено ранее [Fedorov et al., 2022]. Во втором случае митридатит совместно с фторапатитом образует полные зональные псевдоморфозы по фестончатым коркам и почкам гётита, которые ранее окаймляли центральные части отдельных небольших линз и обломков лимонитизированных оолитовых сидеритолитов. Аналогичные, но не замещенные фосфатами корки гётита на сидеритолитах присутствуют в этом же разрезе на расстоянии 3 м от северной границы зоны фосфатизации, ближе к осевой части палеовреза.

Также достаточно часто порошковатые агрегаты митридатита замещают карбонатные реликты септ внутри окварцованных фрагментов колониальных кораллов, придавая им грязнозеленый цвет. Наиболее контрастно окрашенные в белые и зеленые цвета образцы измененных кораллов с зонами и жеодами, выполненными крупнокристаллическим белым кварцем, оттеняющим митридатит, могут рассматриваться в качестве коллекционного материала.

В отличие от массивных порошковатых агрегатов и псевдоморфоз по сидериту и гётиту, раскристаллизовавшийся внутри нодулей дельвоксита митридатит морфологически оформлен существенно лучше (см. рис. 5в). Это кристаллические корки, состоящие из розеток расщепленных пластинчатых индивидов размером до 15 мкм. Часто такие корки имеют многослойную нерегулярную зональность, будучи сформированными при последовательной кристаллизации митридатитов черно-зеленой, болотной, яблочно-зеленой, серой и розоватой окраски. При этом розоватый оттенок кристаллических корок митридатита связан с наноразмерными выделениями фосфатистого сидерогеля, покрывающими поверхности агрегатов серого митридатита. Иногда в центральных полостях нодулей оба фосфата железа и кальция, дельвоксит и митридатит, образуют псевдоморфозы по кристаллам неизвестного минерала низшей сингонии.

Полученная нами дифрактограмма митридатита является типичной для этого минерала (см. рис. 5г), однако результаты элементного анализа позволяют предполагать присутствие двухвалентного железа, замещающего кальций в первой катионной позиции: $(Ca_{0.6}, Fe_{0.4}^{2+})_{S=2.0}$ $(Fe_{2.9}^{3+}, Al_{0.1})_{S=3.0}(PO_4)_{3.0}O_2 \cdot 3H_2O.$

Φ mopanamum

Не исключено, что в пределах рудопроявления Шанкинка фторапатит имеет более широкое распространение, чем это представляется при визуальном изучении разреза. Многообразие облика его агрегатов и их сходство с другими минеральными образованиями, а также существование постепенных переходов при замещении мелкокристаллических карбонатов фосфатами, затрудняют его визуальную диагностику. Фторапатит образует как рыхлые, так и плотные (вплоть до халцедоновидных) агрегаты шоколадного, светло-бурого, охристого, желтого, белого, серого и зеленоватого оттенков. Самая крупная линза, сложенная почти мономинеральным пестрым фторапатитом, которую мы наблюдали, имеет длину около 90 см при мощности до 15 см. Нижняя часть линзы интенсивно раздроблена, вероятно в результате реализации объемных эффектов реакций замещения. Центральная часть этого обособления сложена белым фарфоровидным фторапатитом, псевдоморфно развивающимся по сидериту вместе с митридатитом, а также желтым фторапатитом, который развивается преимущественно по радиальным кристаллическим агрегатам гётита в сидерите (рис. 7а, 7в). Его эмпирическую формулу можно записать как: $(Ca_{4.4}, Fe_{0.4}^{2+}, Mg_{0.1})_{S=4.9}$ (PO₄)_{2.6}(SiO₄)_{0.4}F_{1.0}. Однако учитывая наноразмерный характер срастаний с кварцем и отсутствие тестов на содержание карбонат-аниона, вхождение кремнезема в состав нельзя считать достоверным.

В окварцованных фрагментах кораллов фторапатит так же, как и митридатит, замещает кальцитовые реликты септ, образуя агрегаты, сложенные микроскопическими сферокристаллами (до 200 мкм) медового оттенка с выраженным перламутровым блеском (см. рис. 76).



Рис. 7. Фторапатит.

а — полная псевдоморфоза фторапатита (Ап) и митридатита (Мт) по ячеистому агрегату гетита, по трещинам развивается скрытокристаллический крандаллит (Кр), ширина поля зрения – 5 см; б — псевдоморфоза фторапатита по карбонатным реликтам септ в окварцованном коралле; в — дифрактограмма фторапатита из центральной части линзы фосфатизированных пород (Ап — фторапатит, Кв — кварц).

Крандаллит

Большая часть обнаруженного на рудопроявлении крандаллита выполняет трещины и пустоты (до сантиметра) в нижней раздробленной части линз фторапатита. Это творожистые, псевдонатечные и комковатые скрытокристаллические агрегаты и корки (рис. 8а, 8б, 8в). Макроскопически агрегат крандаллита имеет ровный белый цвет, за исключением самых внешних частей корок, где он приобретает нежно-желтую окраску за счет примеси железа, вероятно замещающего алюминий. В этих же внешних частях обнаруживается и наибольшее содержание гояцитового минала (см. табл. 1). Лишь при изучении на СЭМ в них обнаруживается кристаллическое строение. Большая часть этих агрегатов сформирована хаотично ориентированными, часто сросшимися толстотаблитчатыми микрокристаллами (до 5 мкм) псевдогексагонального облика.

Минерал интенсивно люминесцирует в голубовато-белых тонах при возбуждении любым типом ультрафиолетового излучения. Эмпирическая формула, с учетом исключенной примеси 0.3М кварца и 0.33М монтмориллонита: $(Ca_{0.9}, Fe^{2+}_{0.1})_{S=1.0}(Al_{2.7}, Fe^{3+}_{0.6})_{S=3.3}(PO_4)$ $(PO_3OH)_{0.7}(SiO_4)_{0.3}(OH_{5.9}, F_{0.1})$. Часто содержит заметные количества Sr, Ba, Ce, Nd, Y.



Рис. 8. Крандаллит.

a — белый скрытокристаллический крандаллит, цементирующий брекчию фосфатизированного оолитового сидеритолита, штуф 6×6×4 см; б — гроздевидные агрегаты богатого стронцием микрокристаллического крандаллита в полостях брекчированных пород; в — типичная дифрактограмма крандаллитового цемента из нижней части линзы фосфатизированных сидеритолитов (Кр — крандаллит, Кв — кварц).

Дополнительные данные о минеральных новообразованиях

Вивианит был обнаружен в единичном случае в полостях окварцованного коралла, залегающего в кровле разреза. В кавернах силицитизированных известняков, в базальном горизонте отложений оксфорда, присутствуют многочисленные псевдоморфозы митридатита по радиальным агрегатам вивианита. На некоторых участках рудопроявления, в верхней части разреза линзы выполнения палеодолины, фосфатная минерализация замещена более поздней сульфатной с преобладанием гипса, ярозита и натроярозита, но иногда наблюдается совместное образование гипса с фосфатами. На рудопроявлении можно обнаружить и более ранние сульфаты. Например, тончайшие игольчатые микрокристаллы

барита, как правило, выстилают радиальные трещины синерезиса в желваках дельвоксита. В глинах, расположенных ниже замещенных фосфатами сидеритолитов, присутствует асболан, сильно обогащенный кобальтом (до 11 мас. % по данным полуколичественного СЭМ-ЭДС анализа). В самой нижней части отложений, выполняющих палеодолину, встречаются перемытые каменноугольные кремни с черной сульфидизированной внешней зоной. Среди микроминералов в полостях и трещинах кремней распространены макроскопически видимые корки аморфного дисульфида никеля и железа, пирит, барит, а также аморфные фосфаты кальция, урана и РЗЭ. Все эти минеральные фазы требуют дополнительного изучения.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На первый взгляд, обилие митридатита, наложенного на оолитовые сидеритолиты, придает фосфатным породам облик, который мог бы говорить о сходстве процессов фосфатизации на рудопроявлении Шанкинка с железорудными объектами Керченского полуострова [Шамрай, Сорочинская, 1958; Юрк и др., 1960; Яхонтова и др., 1985]. Однако при детальном рассмотрении, фосфатная минерализация изученного нами рудопроявления оказывается существенно оторванной по времени от образования минералов железа. Хотя оолитовые железные руды и являются субстратом для фосфатизации, процессы их химического изменения не были связаны с непрерывной эволюцией бассейна, в котором они образовались и окислились. Набор главных минералов сближает этот объект с фосфатными проявлениями в корах выветривания, и особенно с теми из них, которые генетически или пространственно связаны с черносланцевыми породами [Юдович и др., 2020]. Крандаллит не характерный минерал для оолитовых железных руд, но, по данным работы [Юдович и др., 2020], является типоморфным для черносланцевых объектов и битуминозных пород. В этом плане можно отметить сходство Шанкинки с южноуральскими проявлениями фосфатов (Зауралово [Попов, Спирин, 1993], Батуровский карьер [Колисниченко, Попов, 2008]) и в большей степени с европейскими (Мон-де-Грозейлер, муниципалитет Визе, Бельгия [Blondieau et al., 2019]) и австралийскими объектами, связанными с эпигенетической фосфатизацией (карьер Тома, фосфатный карьер Мокульта [Harrowfield] et al., 1981]). При этом, если на южноуральских объектах новообразованные апатит, фосфаты алюминия и крандаллит – локализованы непосредственно в толще черносланцевых пород, то на бельгийских и австралийских объектах они насыщают породы, подстилающие богатый органическим веществом слой. Таким образом, наиболее схожими с рудопроявлением Шанкинка в структурном, генетическом и минералогическом аспекте, являются описанные в Бельгии проявления фосфатной минерализации, где аналогичные минералы локализуются в трещинах и замещают минералы подстилающих карбонатных пород.

Форма тел фосфатизированных пород указывает на направление перемещения фосфатизирующего раствора "сверху вниз". В частности, обращают на себя внимание общая

каплевидная форма локальных зон фосфатизации, явное "огибание" слабопроницаемых перемытых кремневых конкреций, которое возможно сформировать при перемещении минерализующего раствора вниз. А также, тот факт, что замещение фосфатами карбонатных линз начинается с их верхней части (см. рис. 3). Такие структурные особенности локализации фосфатных новообразований позволяют предположить, что источником вещества для эпигенетической фосфатизации келловейских пород служили перекрывающие их осадки оксфордского яруса. Это предположение хорошо согласуется с перечнем минералов, установленных на рудопроявлении Шанкинка и характерных для фосфатных проявлений черносланцевых толщ. Мы упоминали, что породы нижних частей оксфордского разреза в рассматриваемой локации сильно обогашены ОВ. В некоторых детально изученных разрезах, богатые ОВ глины нижней части оксфорда выделены в самостоятельную подмосковную свиту, которую можно рассматривать в качестве типичной черносланцевой толщи [Маленкина, 2016]. В свою очередь, валовый химический состав новообразованных фосфатных пород (табл. 2) имеет сходство с литохимическими особенностями битуминозных пород подмосковной свиты [Маленкина, 2016]. И породы оксфордского яруса, и линзы фосфатизированных пород обнаруживают существенно повышенные содержания: Cr, V, Ni, Cu, Y, Ce и Nd. Донором этих элементов при эпигенетическом изменении келловейских пород могли бы, по-видимому, служить и другие, более молодые образования мезозоя, но в этом случае фосфатизирующие растворы просачивались бы через значительную по мощности толщу слабопроницаемых оксфордских глинистых пород, что представляется маловероятным.

На рудопроявлении наблюдается следующая последовательность парагенетических минеральных ассоциаций, связанных с образованием фосфатов: дельвоксит ® дельвоксит + + митридатит + кварц ® митридатит + + фторапатит ® крандаллит, что позволяет предложить следующую схему минералообразования.

После начала оксфордской трансгрессии [Сазонова, Сазонов, 1967; Sahagian et. al., 1996], уже во время первых этапов гидрохимической эволюции оксфордского бассейна, часть фосфора органических остатков в осадке, вероятно, перешла в состояние фосфатного,

	Обр. 1	Обр. 2	Обр. 3		Обр. 1	Обр. 2	Обр. 3	Обр. 4					
Пород	ообразующи	е элементы,	мас. %		Микроэлементы, г/т								
ППП	12.52	18.49	8.96	Rb	28	25	20	81					
K ₂ O	0.73	0.72	0.42	V	76	143	73	151 (194)					
Na ₂ O	0.12	<0.10	<0.10	Cr	105	126	29	182 (69)					
CaO	17.76	5.3	36.62	Co	156	114	73	12 (16)					
MgO	0.47	0.53	0.38	Ni	191	130	118	33 (151)					
SrO	0.27	0.05	0.06	Cu	158	143	41	71 (149)					
BaO	0.06	0.11	0.02	Zn	501	299	350	62 (146)					
Fe ₂ O ₃	7.43	25.77	9.23	Pb	20	26	16	44 (88)					
MnO	0.11	0.11	0.13	Мо	<5	<5	<5	25 (23)					
TiO ₂	0.44	0.32	0.19	As	42	193	57	91 (76)					
Al_2O_3	9.6	6.97	3.08	Y	481	371	227	20					
SiO ₂	33.06	25.43	13.22	La	328	<100	<100	<30					
P_2O_5	15.96	13.82	25.61	Ce	2105	823	315	<30					
S общ.	0.2	1.54	0.24	Nd	718	<100	<100	<30					
F	1.41	0.19	2.07	Zr	122	129	47	361					
Cl	0.04	0.01	0.01	Th	<5	<5	<5	11 (5)					
Сумма	100.14	99.35	100.22	U	<10	<10	<10	16 (4)					

Таблица 2. Валовый химический состав пород зоны фосфатизации по данным рентгенофлуоресцентного анализа

Примечание. Обр. 1 — массивный агрегат фторапатита, обр. 2 — митридатит и дельвоксит с поздними сульфатами, обр. 3 — катаклазированный агрегат фторапатита, обр. 4 — обедненные в результате аутовыщелачивания глины оксфордского яруса из разреза рудопроявления Шанкинка, в скобках содержание в неизмененных породах из разреза Каменная Тяжина [Маленкина, 2017].

преимущественно кальциевого коллоида под действием сероводорода и органических кислот. Пусковым механизмом этого события могло быть возникновение аноксических условий в придонных слоях морской воды и внутри осадка. Аноксические условия были связаны с интенсивным разложением органического вещества, исчерпанием запасов кислорода и сульфат-редукционными процессами, при активной роли сероводорода (в черных оксфордских глинах есть находки стяжений пирита), но с последующим незначительным возрастанием Eh до области устойчивости вивианита. Возрастание величины Eh, вероятно, приводило к появлению анионов кислородных кислот серы, что подтверждается находками в полостях келловейских пород гипса, сингенетичного фосфатной минерализации. Анионный состав возникшего флюида реконструировать

сложно, но его кислая природа, на наш взгляд, не вызывает сомнения и подтверждается полным уничтожением карбонатов в зонах его последующего воздействия на подстилающие породы. Допущение о кислом характере флюида позволяет предложить дальнейшую генетическую схему. При понижении рН увеличилась подвижность катионов и началось выщелачивание фосфат-аниона из органических остатков, захороненных в донном иле [Холодов, 2014]. Растворение фосфатов привело к образованию насыщенного фосфором кислого коллоидного раствора. В экспериментах формирование такого коллоида неоднократно подтверждалось [Андреев, 1987; Кармышов, 1983]. Можно предположить, что сочетание физической плотности и вязкости коллоида не позволяло ему оставаться в статичном состоянии в пределах донных отложений, так как их плотность

превысила плотность вод, насыщавших подстилающие отложения. Иловые воды, обогащенные фосфатно-кальциевым кислым коллоидом, стали проникать ниже. Гравитационный характер обмена порций жидкости ("тяжелая капля" – вниз, "легкая капля" – вверх) привел к формированию локальных ниспадающих струй в матриксе подстилающих пород. Возникновение струй подобной морфологии при гидростатической нестабильности насыщающего осадок флюида хорошо изучено математическими методами [Soltanian et al., 2016], их форма хорошо согласуется с наблюдаемыми обособлениями новообразованных фосфатов (см. рис. 3). По мере фильтрации сквозь подстилающие породы, особенно через зоны, обогащенные карбонатами и минералами железа, струи кислого фосфатно-кальциевого коллоида снижали свою избыточную кислотность и обогащались катионом железа. Преобладание в зонах воздействия флюида новообразованных фосфатов трехвалентного железа указывает на то, что несмотря на присутствие недоокисленного сидерита в породах субстрата средние значения Eh соответствовали полю устойчивости Fe^{3+} . Только в самой верхней части зоны фосфатизации, непосредственно под подошвой богатых ОВ оксфордских отложений, могло происходить образование минералов Fe²⁺ (вивианит). По мере продвижения вниз, сквозь породы субстрата, коллоид изменялся как химически, так и физически. Так как для коллоидных растворов характерно изменение реологических свойств вблизи границы их химической устойчивости, вязкость фосфатно-кальциевого коллоида постепенно возрастала по мере насыщения железом и снижения кислотности за счет нейтрализации карбонатами и основаниями (FeOOH). Началась его иммобилизация, агрегация и коагуляция вокруг относительно более щелочных "центров". Собственно говоря, это и был процесс образования нодулей дельвоксита. При созревании геля, из возникших стяжений происходило высвобождение воды. Часть коллоида, не потерявшая мобильность и реакционную способность, продолжала взаимодействовать с окислами железа и карбонатами, что приводило к замещению гётита, сидерита и кальцита митридатитом. Зона порошковатого митридатита в каждой отдельной "струе" расположена ниже по разрезу относительно зон с нодулями дельвоксита, что также подчеркивает направление движения и эволюции коллоида. Учитывая, что митридатит является главным минералом фосфора на исследуемом проявлении, его

образование привело к существенным изменениям состава остаточного коллоидного раствора. Если при образовании аморфного феррофосфата не было ограничений по включению в него компонентов, содержащихся в коллоидной системе в малых количествах, то формирование кристаллического митридатита, не способного вместить многие из этих компонентов в свою кристаллическую структуру, привело к селективному обогащению такими компонентами остаточного флюида. Одним из таких элементов, не игравшим значительной роли в начальном составе кислого коллоида, движущегося в виде ниспадающих струй, являлся фтор. Его начальную концентрацию, вероятно, можно оценивать как весьма невысокую, близкую к среднему его содержанию в органических остатках, выступавших донорами фосфатного вещества. Однако после расходования основных компонентов флюида на формирование митридатита, остаточный раствор уже был существенно обогащен фтором. В свою очередь, избыточный фтор явился осадителем фторапатита. В этом случае кристаллизация именно фторапатита представляется вполне логичной, так как известно, что именно фторапатит является наиболее стабильным среди минералов группы апатита при пониженных значениях рН среды [Юдович и др., 2020]. Кристаллизация фторапатита происходила одновременно с последним этапом кристаллизации митридатита, осаждение которого из растворов лимитировалось доступностью ионов железа.

Реконструкция заключительной стадии фосфатного минералообразования может быть выполнена с учетом того обстоятельства, что фосфатизация была связана с долговременным воздействием кислого коллоидного раствора на породы до-оксфордского выполнения палеодолины. Ранее изученные разрезы каменноугольных пород около пос. Тучково, позволяют говорить о том, что размывавшаяся байосбатской палеорекой толща каменноугольных известняков была относительно обогащена аутигенным санидином [Яшунский и др., 2020]. Этот минерал, судя по известному в настоящее время размеру его зерен, должен был попадать в псаммитовую фракцию байос-батских и келловейских отложений палеодолины. И мы действительно видим его в составе песчаных пропластков среди глин келловея, но только вне зоны фосфатизации. В фосфатизированных породах санидин отсутствует, что может свидетельствовать о его селективном растворении. Кроме этого, появление в зоне фосфатизации

предельно кальциевого монтмориллонита (К, Mg, Na, Fe ниже предела обнаружения ЭДС), вполне вероятно, тоже является результатом кислотной селекции и модификации глинистых минералов. Непосредственно в струях флюида, в условиях низких рН оказались устойчивыми только те слоистые силикаты, у которых состав обменных катионов соответствовал условию текущего пересыщения флюида по этому элементу. Частичное разложение алюмосиликатов привело к тому, что после завершения формирования митридатита и фторапатита, последние порции флюида были обогащены глиноземом, высвобожденным из выщелоченных алюмосиликатных фаз. Кроме того, остаточный флюид был обогащен стронцием и РЗЭ, которые не были поглощены наиболее ранними фосфатными минералами при их кристаллизации. Ассоциация остаточных компонентов в растворе и относительно низкий рН способствовали возникновению богатого редкоземельными элементами стронций-содержащего крандаллита одного из главных фосфатных минералов изученного рудопроявления, кристаллизовавшегося последним.

Предлагаемая схема минералообразования хорошо согласуется с известной ролью карбонатного вещества как осадителя фосфатов и соответствует современным представлениям о генезисе месторождений минералов этой группы [Холодов, 2014]. Однако в случае минералообразования на рассматриваемом рудопроявлении, не только карбонаты служили нейтрализующим кислые растворы агентом, но и гётит, выступавший в качестве основания, причем последний непосредственно участвовал в реакциях и замещался фосфатами. Это подчеркивает отличие процессов минералообразования на рудопроявлении Шанкинка от известной схемы осаждения фосфатов минералами железа, которая характерна для большинства осадочных месторождений железных руд [Rudmin, 2020]. На этих месторождениях ведущую роль играет сорбция фосфатов на гелях оксидов-гидрооксидов железа, которая реализуется преимущественно за счет поверхностно-зарядовых свойств. Такие реакции можно рассматривать как каталитические, без существенного расходования гётита и его аналогов. Принципиально иная картина характерна для рудопроявления Шанкинка, где наблюдается полное замещение фосфатами полнокристаллических агрегатов гётита.

Реакции образования железосодержащих фосфатных минералов могут быть записаны следующим образом:

Дельвоксит:

 $4FeOOH + Ca^{2+} + 2(PO_4)^{3-} + 4H^+ +$ $+ (4-5) H_2O \rightarrow CaFe^{3+}_4(PO_4)_2(OH)_8 \cdot (4-5) H_2O;$

Митридатит:

$$3FeOOH + 2 Ca^{2+} + 3(PO_4)^{3-} + 5H^+ - Ca_2Fe^{3+}_3(PO_4)_3O_2 \cdot 3H_2O + H_2O;$$

Крандаллит (без стронция):

 $3\text{KAlSi}_{3}\text{O}_{8} + \text{Ca}^{2+} + 2(\text{PO}_{4})^{3-} + 7\text{H}^{+} \rightarrow$ $\rightarrow \text{CaAl}_{3}(\text{PO}_{4})(\text{PO}_{3}\text{OH})(\text{OH})_{6} + 9\text{SiO}_{2} + 3\text{K}^{+}.$

Все реакции требуют кислой среды и фактически являются реакциями нейтрализации.

Рассматриваемая модель минералообразования предполагает селективное обеднение химическими элементами значительного объема осадков над зоной эпигенетической фосфатизации пород, подстилающих эти осадки. Геохимические условия выщелачивания катионов "иловыми водами" делали подвижными щелочноземельные элементы, некоторые халькофильные элементы и лантаноиды, включая иттрий. При этом уран и торий, которыми богаты битуминозные породы оксфорда, практически не переходили в мобильное состояние, и, как следствие, не концентрировались на рН-барьере при нейтрализации флюида. Содержание урана и тория в зоне накопления РЗЭ не превышает их концентрации в перекрывающих обедненных (подвергшихся "самовыщелачиванию") глинах оксфордского яруса (см. табл. 2).

В отличие от урана и тория, выщелоченные из перекрывающих пород лантаноиды иммобилизовались и концентрировались в зоне фосфатизации. Во всех трех проанализированных пробах из зоны фосфатизации содержание SP3Э превысило 500 г/т, а в пробе, отобранной из линзы массивного фторапатита, содержание только одного церия составило 2 кг/т. Для сравнения, в диагенетических фосфоритах Егорьевского месторождения (Московская обл.) STR₂O₃ составляет 330-440 г/т. При этом содержание церия - 47.8-49.5% от STR₂O₃, лантана - 17.3-21.6%, неодима - 18.5-19.2%. Для фосфоритов Вятско-Камского месторождения (Кировская обл.) эти содержания следующие: STR₂O₃-620 г/т, из которых церий - 15.1%, лантан - 16.3%, неодим - 22.6% [Холодов, Минеев, 1979].

В настоящее время (состояние на 2022 г.) рудопроявление доступно для изучения. что отличает его от аналогичного объекта в пределах этой же палеодолины, расположенного в частично рекультивированном ныне карьере близ с. Григорово. Неполнота разреза в карьере у с. Григорово, вероятно, обусловлена отсутствием уничтоженных там водно-ледниковой деятельностью юрских отложений, что не позволило исследователям распознать связь образования фосфатов с эволюцией пород палеодолины. В.И. Степанов и последующие исследователи рассматривали локализацию фосфатной минерализации как "приуроченную к карстовым карманам в кровле известняков". Действительно, контуры вреза палеодолины в борту карьера можно рассматривать и как "карман" в кровле известняков. Отметим, что в карьере у с. Григорово такие "карманы" перекрыты четвертичными отложениями, что приводило не только к ошибочной интерпретации структуры, но и к неправильному пониманию возраста возникновения минеральных новообразований. В настоящей работе рассматривается часть этой же палеодолины, прослеженная в направлении древнего стока, т.е. в сторону более низкого абсолютного и относительного гипсометрического положения ее ложа. На выявленном нами участке отложения оксфордского яруса юрской системы, перекрывающие зону развития фосфатов, не тронуты ледником и имеют значительную сохранившуюся мощность. Новые наблюдения на рудопроявлении Шанкинка позволяют связывать весь комплекс сингенетичных и эпигенетических образований, присутствующих в отложениях одной и той же небольшой палеодолины, с существовавшими здесь геохимическими обстановками и палеоландшафтами до-оксфордского времени и оксфордского века. Следует отметить, что ранее ошибочные выводы о вмещающей фосфатную минерализацию структуре были сделаны не только специалистами-минералогами, которые, в силу специфики проводимых работ, не осуществляли исследований по площади, но и специалистами-съемщиками. На имеющихся геологических картах палеодолина не была нанесена явным образом, а зона связанных с ней осадочных образований представлена как отложения прибрежной фации келловея, выклинивающейся к северу от долины р Москвы. При этом более крупные структуры, отвечающие древним палеодолинам, в Рузском районе были известны с начала XX века [Волкова, 1952]. На основании данных, изложенных в настоящем исследовании, установлена связь комплекса аутигенных

минеральных новообразований и специфического обломочного материала, выполняющего врезы палеодолин, что может послужить основой для решения обратной задачи — геологического картирования и палеогеографических реконструкций.

При опробовании новообразованных фосфатных пород рудопроявления Шанкинка в них были выявлены повышенные содержания РЗЭ. Все пробы продемонстрировали сопоставимые содержания иттрия, лантана и церия с единственным известным на территории Центрального федерального округа России самостоятельным проявлением элементов этой группы – рудопроявлением Толстянка в Курской обл. [Лючкин, 2003]. Таким образом, участки палеодолин, выполненных глинистыми отложениями с включениями известняков и сидеритолитов как в виде крупнообломочного материала, так и конкреционных образований, перекрытых морскими битуминозными породами или черносланцевыми толщами, могут рассматриваться как геоморфологические и литолого-фациальные факторы рудного контроля, а присутствие алюминийи железосодержащей фосфатной минерализации с повышенными содержаниями РЗЭ – как прямые поисковые признаки, что может быть использовано при прогнозно-минерагенических построениях, ориентированных на выявление редкометального оруденения.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю благодарность В.В. Вергуну и М.И. Новикову, принимавшим активное участие в сборе полевых материалов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреев М.В., Бродский А.А., Забелешинский Ю.А. и др. Технология фосфорных и комплексных удобрений / Под ред. С.Д. Эвенчика, А.А. Бродского. М.: Химия, 1987. 463 с.

Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Масштаб: 1:7500000 / Главный редактор А.П. Виноградов // Т. III. Триасовый, юрский и меловой периоды / Ред. В.Н. Верещагин, А.Б. Ронов. М.: Министерство геологии СССР, АН СССР, Всесоюзный аэрогеологический трест Министерства геологии СССР, 1968.

Белаковский Д.И., Никифоров А.Б. Минералогическое собрание Виктора Ивановича Степанова (1924–1988): музейное, научное и общественное значение // Новые данные о минералах. 2014. Вып. 49. С. 113–127.

Волкова А. Н. Юрские континентальные отложения Подмосковья // Вестник МГУ. Сер. физ.-мат. и естеств. наук. 1952. Вып. 2. № 3. С. 83–99.

Годовиков А.А., Дьячкова И.Б. Феррофосфат из Подмосковья // ЗВМО. 1961. Часть 90. Вып. 6. С. 735–739.

Кармышов В.Ф. Химическая переработка фосфоритов. М.: Химия, 1983. 304 с.

Колисниченко С.В., Попов В.А. "Русская Бразилия" на Южном Урале: Минералы рек Санарки, Каменки и Кабанки / Энциклопедия уральского камня. Челябинск: Изд-во "Санарка", 2008. 528 с.

Лачинова Н.С., Гайнцев В.А., Васянина В.А. Отчет о проведении геолого-экологических исследований и гидрогеологического, инженерно-геологического и геоэкологического картографирования масштаба 1:200000 на территории листов N-37-I, II и О-37-XXXII (Московская и Тверская области РФ). М.: Геоцентр-Москва, 1999.

Лючкин В.А. Количественная оценка прогнозных ресурсов руд редкоземельных металлов (иттриевых лантаноидов) рудопроявления "Толстянка". Курск: Курский филиал ФГУ "ТФГИ по ЦФО", 2003. 3 с.

Маленкина С.Ю. Состав и строение верхнеюрских черных сланцев Московского региона в свете новых данных // Изв. вузов. Геология и разведка. 2016. № 6. С. 75–79.

Маслова М.Д., Белопухов С.Л., Тимохина Е.С., Шнее Т.В., Нефедьева Е.Э., Шайхиев И.Г. Термохимические характеристики глинистых минералов и слюд // Вестник Казанского технологического университета. 2014. № 21. С. 121–127.

Методика количественного химического анализа. Рентгеноспектральное флуоресцентное определение фтора, натрия, магния, алюминия, кремния, фосфора, калия, кальция, скандия, ванадия, хрома, марганца, железа, кобальта, никеля, стронция, циркония, ниобия в горных породах, рудах и продуктов их переработки. Методика № 439-РС. М.: МПР РФ, Федеральный научнометодический центр лабораторных исследований и сертификации минерального сырья ВИМС, 2010. 26 с.

Николаевский Ф.А. Материалы к минералогии окрестностей Москвы // Известия Императорской Академии Наук. 1912. Серия VI. Т. 6. Вып. 3. С. 291–300.

Олферьев А.Г. Стратиграфические подразделения юрских отложений Подмосковья // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2012. Т. 87. Вып. 4. С. 32–55.

Попов В.А., Спирин А.Н. Вавеллит, бирюза и крандаллит в черных сланцах близ с. Зауралово на Южном Урале // Уральский минералогический сборник. 1993. Ч. 2. С. 78–81.

Сазонова И.Г., Сазонов Н.Т. Палеогеография Русской платформы в юрское и раннемеловое время. Л.: Недра, 1967. 324 с.

Федченко О.Д. Балтская гидронимия центральной России // Теоретическая и прикладная лингвистика. 2020. Т. 6. № 4. С. 104–127. *Холодов В.Н., Минеев Д.А.* Редкие элементы в фосфоритах // Вещественный состав фосфоритов / Ред. Ю.Н. Занин. Новосибирск: Наука, 1979. С. 46–65.

Холодов В.Н. Геохимические проблемы поведения фосфора — основа биогенной гипотезы фосфоритообразования // Литология и полез. ископаемые. 2014. № 3. С. 235–257.

Шамрай И.А., Сорочинская В.И. Минералогия и условия формирования керченских железных руд // Докл. АН СССР. 1958. Т. 120. № 4. С. 875–878.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В. Геохимия фосфора. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. 512 с.

Юрк Ю.Ю., Шнюков Е.Ф., Лебедев Ю.С., Кириченко О.Н. Минералогия железорудной формации Керченского бассейна. Симферополь: Крымиздат, 1960. 450 с.

Яхонтова Л.К., Андреева Н.Я., Ципурский С.И., Науменко П.И. Новые данные по минералогии и условиям формирования Керченских железных руд // Минералогический журнал. 1985. Т. 7. № 2. С. 29–42.

Яшунский Ю.В., Новикова С.А., Голубев В.К., Новиков И.А., Киселев А.А., Гришин С.В. Аутигенный санидин как минеральный индикатор гравитационнорассольного катагенеза в отложениях карбона южного крыла Московской синеклизы // Литология и полез. ископаемые. 2020. № 3. С. 227–242.

Blondieau M., Puccio S., Hatert F., Bruni Y., Philippo S. Mineralogie de la commune de Vise (Argenteau, Richelle et Vise), Province de Liege, Belgique // Ferrantia. 2019. V. 81. 82 p.

Fedorov P. P., Novikov I. A., Voronov V. V., Bad'yanova L.V., Kuznetsov S.V., Chernova E.V. Transformation of siderite in the zone of hypergenesis // Nanosystems: Physics, Chemistry, Mathematics. 2022. V. 13(5). P. 539–545.

https://doi.org/10.17586/2220-8054-2022-13-5-539-545

Frost R.L., Palmer S.J. A Raman and infrared spectroscopic study of the mineral delvauxite $CaFe^{3+}4(PO_4, SO_4)_2(OH)_8 \cdot 4-6H_2O - a$ "colloidal" mineral // Spect-rochimica Acta. Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy. 2011. V. 78. Nº 4. P. 1250–1254.

Harrowfield I.R., Segnit E.R., Watts J.A. Aldermanite, a new magnesium aluminium phosphate // Mineralogical Magazine. 1981. V. 44. № 333. P. 59–62.

Rudmin M., Reva I., Sokol E., Abdullayev E., Ruban A., Kudryavtsev A., Tolkachev O., Mazurov A. Mine-rals of rare earth elements in high-phosphorus ooidal ironstones of the Western Siberia and Turgai Depression // Minerals. 2020. V. 10. № 1. P. 11.

Sahagian D., Pinous O., Olferiev A., Zakharov V. Eustatic curve for the Middle Jurassic-Cretaceous based on Russian platform and Siberian stratigraphy: zonal resolution // AAPG Bull. 1996 V. 80. P. 1433–1458.

Soltanian M.R, Amooie M.A., Dai Z., Cole D., Moortgat J. Critical Dynamics of Gravito-Convective Mixing in Geological Carbon Sequestration // Scientific Reports. 2016. V. 6. № 35921. P. 13.

(Fe-Ca-Al)-PHOSPHATE MINERALIZATION ENRICHED WITH RARE EARTH ELEMENTS IN THE SEDIMENTS OF THE MIDDLE JURASSIC PALEOVALLEY (SHANKINKA OCCURRENCE, MOSCOW REGION, CENTRAL PART OF THE RUSSIAN PLATE)

I. A. Novikov^{1, *}, A. A. Razumovskiy², Yu. V. Yashunskiy², A. A. Alexandrov¹, E. A. Molkova¹, P. P. Fedorov¹

> ¹Prokhorov General Physics Institute of the Russian Academy of Sciences, Vavilova str., 38, Moscow, 119991 Russia

> > ²Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia *e-mail: ivan.a.novikov@gmail.com

A new occurrence of phosphate mineralization – named Shankinka – has been explored in the mouth of the Fed'kovskaya river in the Ruza District of the Moscow region, of which, the most common mineral phases include delvauxite, mitridatite, fluorapatite and crandallite. It has been established that all the Fe-Ca-Al phosphates occurrences in the region are associated with the Bajocian-Bathonian paleovalleys embedded in the Carboniferous rocks and partially filled with Callovian sediments. The structural features of the phosphatization zone as well as its enrichment with Co, Ni, Zn, Cu, and REE indicate a possible link between the Oxfordian organic-rich sediment and phosphate mineralization. It can be assumed that epigenetic phosphate mineralization was a result of the seepage of phosphorus-rich pore waters released from the Oxfordian organic-rich sediment into the underlying Callovian permeable rocks rich in iron minerals.

Keywords: delvauxite, crandallite, mitrandite, fluorapatite, Fe-phosphates, Bajocian-Bathonian paleovalley, Oxfordian, Podmoskov'e Formation, Moscow region.

УДК 551.736.3;552.578.2.061.4;553.982

СТРОЕНИЕ, ПЕТРОТИПЫ И КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ИЗМЕНЕННЫХ ПЕРМСКО-ТРИАСОВЫХ РИОДАЦИТОВ В ГРАБЕНАХ ФРОЛОВСКОЙ МЕГАВПАДИНЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

© 2024 г. М. Е. Смирнова^{1, *}, И. В. Панченко¹, П. Ю. Куликов¹, А. В. Латышев^{2, 3}, А. И. Токмакова¹, Ю. И. Трушкова¹, Е. Е. Сапогова¹, А. А. Бакулин⁴, В. Д. Шмаков⁴

¹ЗАО "МиМГО", шоссе Энтузиастов, 21, Москва, 111123 Россия

²Геологический факультетМГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские Горы, 1, Москва, 119991 Россия ³Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН,

ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Москва, 123242 Россия

⁴ООО "НК "Югранефтепром", Покровский бульвар, 3, стр. 1А, Москва, 109028 Россия

**e-mail: maria_smirnova89@mail.ru* Поступила в релакцию 26.06.2023 г.

После доработки 08.09.2023 г. Принята к публикации 03.11.2023 г.

В статье приведены результаты комплексных исследований (состав, коллекторские свойства, геофизические параметры и возраст) измененных вулканитов кислого состава (риолиты, дациты), приуроченных к пермско-триасовому промежуточному структурному этажу Западно-Сибирской плиты. В результате вторичных изменений в этих вулканитах могут формироваться коллекторы нефти и газа. С учетом их глубины залегания (более 2 км), они доступны для изучения только по керну и геофизическим данным. По результатам исследований керна установлено 25 петрографических разностей кислых вулканитов. Совокупность таких признаков, как 1) структурнотекстурные особенности, 2) степень вторичных изменений и 3) выраженность на каротажных кривых позволила сгруппировать эти многочисленные петрографические разности в шесть ключевых петротипов. При этом выделенные петротипы заметно отличаются по коллекторским свойствам (пористость, проницаемость). Все изученные 443 образца вне зависимости от принадлежности к петротипу характеризуются близким геохимическим составом, а полученные определения возраста U-Pb методом по циркону ($254 \pm 2-248.2 \pm 1.3$ млн лет) указывают на приуроченность изученных кислых вулканитов к единому тектоно-магматическому этапу на рубеже перми и триаса. По сейсмическим данным выявлено, что в пределах Фроловской мегавпадины (центральная часть Западной Сибири) изученные вулканиты распространены в пределах грабенов. В частности, уточнены границы относительно крупной (шириной 70 км и протяженностью 200 км) грабенообразной Рогожниковско-Назымской структуры, а также установлено несколько других подобных, но более мелких структур. Комплексный анализ керновых, каротажных и сейсмических данных позволил определить морфологию и пространственное взаиморасположение вулканогенных тел, сложенных различными петротипами кислых вулканитов, что формирует основу для прогноза интервалов и участков разреза с наилучшими фильтрационно-емкостными свойствами.

Ключевые слова: промежуточный структурный этаж, коллекторы нефти, риолиты, дациты, вторичные изменения, коры выветривания, граница перми и триаса, грабены. **DOI:** 10.31857/S0024497X24020065, **EDN:** zbszgr

В строении Западно-Сибирской молодой плиты выделяют доюрское основание (докембрий—триас) и плитный чехол (триас?—юра—квартер) [Атлас ..., 2004; Государственная ..., 2009; Решения ..., 2004]. Доюрское основание или доюрский комплекс Западной Сибири (ДЮК) — это нижний структурный элемент, объединяющий складчатый гетерогенный фундамент (докембрий—пермь) и наложенные на него посторогенные рифты и впадины (верхняя пермь—триас). Кровля ДЮК отождествляется с верхней границей акустического фундамента, вполне уверенно распознаваемой сейсмическими методами и известной как отражающий сейсмический горизонт А (ОГ А) [Атлас ..., 2004]. В центральной части Западно-Сибирской плиты доюрский комплекс погребен под мощным (от 2–3 км до 5–7 км) осадочным чехлом [Триас ..., 2001; Vyssotski et al., 2006]. Настоящая работа посвящена верхнему структурному этажу ДЮК – пермскотриасовому, который является переходный комплексом между фундаментом и плитой и формирует проточехольные образования.

С доюрским комплексом связана промышленная нефтегазоносность [Атлас ..., 2004; Беккина, 2010; Бочкарев и др., 2003, 2009а, 2009б, 2010; Запивалов, 2004; Зубков, 2015; Клещев, Шейн, 2004; Ковешников 2011; Коровина и др., 2009; Кропотова и др., 2007; Лобова и др., 2014, 2018; Тугарева и др., 2017; Мещеряков и др., 2019; Москвин, 2004; Хромова и др., 2015; Шадрина, Крицкий, 2012; Яковлева и др., 2017], что делает этот объект весьма актуальным для исследований. В то же время, ДЮК труднодоступен для изучения, так как последнее возможно только на основе материалов глубоких скважин и геофизических методов.

Особый интерес к нефтегазоносности ДЮК связан с падением добычи углеводородов на существующих разрабатываемых месторождениях, ввиду выработки запасов в высокопродуктивных отложениях юры и мела [Недропользование ..., 2020].

Ввиду слабой изученности часто остается неясным, какие именно породные комплексы и структуры в ДЮК формируют коллекторы. Последние отмечаются в самых разнообразных породах: как осадочных, в различной степени метаморфизованных, так и магматических [Бочкарев и др., 2003; Беккина, 2010, Запивалов, 2004; Тугарева и др., 2017; Шустер, 2010 и др.]. Единого мнения о механизме формирования коллекторов в ДЮК нет, однако большинство исследователей отмечают вторичную природу резервуаров с образованием кор выветривания в кровельной части доюрского основания, а их мощность и площадь распространения зависят от состава пород, подвергающихся физикохимическим процессам разрушения [Бочкарев и др., 2003; Конторович, 2007; Шустер, 2010; Ковешников, 2011; Зубков, 2015; Лобова и др., 2018]. Не являются исключением и вулканогенные породы верхнего структурного этажа доюрского комплекса (верхняя пермь-триас) [Шадрина, Крицкий, 2012; Кузина и др., 2014], представленные двумя типами формаций: 1) базальтоидами с пачками осадочных пород и 2) кислыми вулканитами.

По нашему мнению, пермско-триасовый вулканогенный комплекс является одним из наиболее

перспективных объектов для прироста ресурсной базы углеводородов в Западной Сибири. Это мнение основано на возрастающем количестве открытых залежей внутри этого комплекса [Недропользование ..., 2020], а также на росте количества публикаций и докладов на соответствующую тему. При этом его нефтегазоносность приурочена, главным образом, к измененным вулканитам кислого состава, что следует из большого числа работ [Коровина и др., 2009; Кропотова и др., 2007; Кузина и др., 2014; Хромова и др., 2015; Шадрина, Крицкий, 2012]. Существенно реже отмечается продуктивность кор выветривания базальтов (отдельные залежи Даниловской группы месторождений) [Яковлева и др., 2017]. Поэтому в данной работе мы сконцентрировались на строении, условиях формирования и распространении кислых вулканитов, в различной степени подверженных вторичным изменениям, и их комплексной геологогеофизической характеристике.

Текущие сведения о распространении в Западной Сибири вулканитов кислого состава носят весьма ограниченный характер. Согласно региональным стратиграфическим схемам 1991 и 2003 гг. для триаса Западной Сибири [Решения ..., 1991, 2004] пермско-триасовые дациты и риолиты имеют крайне редкое и спорадическое распространение (упоминаются только в Викуловском и Сургутском структурно-фациальных районах), тогда как одновозрастные базальты развиты хоть и локально, но практически во всех районах плиты. Очевидно, что редкое упоминание кислых вулканитов является следствием их крайне слабой изученности в Западной Сибири: основные представления о возрасте и распространении этих пород получены в последние 20 лет [Бочкарев и др., 2003, 2009а, 2009б, 2010; Медведев и др., 2003; Медведев, 2004; Тугарева и др., 2017; Чирков и др., 2016; Шадрина, 2018]. При этом, в более поздних работах и на современных геологических картах все чаще фигурируют риолиты и дациты триасового возраста (например, Государственная ..., 2009; Денисов и др., 2011]).

На данный момент нет общепринятой точки зрения о происхождении, пространственных и временных соотношениях кислых и основных вулканогенных пород пермско-триасового возраста Западной Сибири, хотя они имеют геохимические признаки генетического родства [Альмухамедов и др., 2000] и являются одновозрастными вулканитам на Сибирской платформе по геохронологическим данным [Reichow et al., 2005; Сараев и др., 2011]. Стоит отметить, что формирование вулканитов Западной Сибири (и кислых, и основных) и Сибирской платформы связывается многими авторами с рифтовым тектоно-магматическим этапом пермскотриасового рубежа [Альмухамедов и др., 2000; Медведев и др., 2003; Медведев, 2004; Иванов и др., 2009; Бочкарев и др., 2010].

Нефтеносные кислые вулканиты на Рогожниковской. Назымской и Даниловской группах месторождений приурочены к грабенообразным структурам [Бочкарев и др., 2010; Яковлева и др., 2017], на что указывает своеобразный рисунок сейсмической записи в волновом поле, характеризующийся серией наклонных субпараллельных отражений, осложненных многочисленными крутопадающими разломами. Эти грабены, судя по морфологии на сейсмических профилях [Vyssotski et al., 2006; Бочкарев и др., 2010], вероятно, испытали инверсию в результате последующих блоковых деформаций. Признаками инверсии выступают: наличие локальных поднятий в структурном плане ОГ А (сейсмический отражающий горизонт А); разрывные нарушения, которые по сейсмическим данным смещают триасово-нижнеюрские отложения; смена состава пород в подошве перекрывающего терригенного комплекса (средний триас – ранняя юра) на конгломераты и гравелиты [Решения ..., 2004; Киричкова, 2011], что указывает на активизацию вертикальных тектонических движений и разрушение локальных поднятий. Подобные структуры, перспективные для поисков залежей УВ, выделяются по сейсмическим и грави-магнитным данным и в других районах Западной Сибири. Примером таких структур, вероятно, служат Когалымская, Аганская, Половинкинская и другие грабенообразные впадины [Тугарева и др., 2017].

Нефтеносность кислых вулканитов изучалась практически только на Рогожниковском [Голубева, Криночкин, 2001; Кос и др., 2004] и Средне-Назымском месторождениях [Тугарева и др., 2017; Хромова и др., 2015], где притоки нефти достигают 190 куб. м в сутки. При этом остаются совершенно неясными тип ловушек и характер их строения, механизмы флюидонасыщения, природа флюидоупоров, что существенно затрудняет разведку и разработку месторождений.

Отдельный вопрос касается источника углеводородов в доюрском комплексе. Большинством исследователей считается, что нефтегазоматеринскими отложениями являлись юрско-меловые образования, в том числе основная нефтематеринская толща Западной Сибири — баженовская свита и ее близкие фациальные аналоги [Москвин и др., 2004; Конторович, 2007, Архипов и др., 2009; Лобова и др., 2014; Кузина и др., 2014]. Другая точка зрения предполагает наличие нефтегазопроизводящих пород палеозоя [Фомин, 2005; Конторович, 2007]. Кроме того, некоторые авторы придерживаются абиотической теории происхождения углеводородов в ДЮК, либо не исключают смешанный источник УВ [Беккина, 2010; Кропотова и др., 2007; Коровина и др., 2009].

Стоит отметить, что залежи УВ в доюрском комплексе открыты в основном на месторождениях с выявленной нефтегазоносностью осадочного чехла. Таким образом, породные комплексы как минимум верхних частей ДЮК находятся в единой нефтегазовой системе с чехольными образованиями.

Рассматриваемые в настоящей статье магматические породы (дациты, риолиты), становятся частью нефтегазовой системы только благодаря вторичным преобразованиям, именно за счет последних в них может формироваться незамкнутая пустотность (сообщающиеся поры, трещины), а, следовательно, коллектор. При этом в работе с такими измененными вулканитами под задачи нефтегазовой геологии, возникают методические сложности, так как при выделении петротипов следует одновременно учитывать вклад как исходного магматического состава и структурно-текстурных особенностей, так и наложенных процессов, существенно преобразующих исходные характеристики.

Петрографический и химический состав пермско-триасовых вулканитов Западно-Сибирской плиты слабо освещен в литературе и касаются преимущественно Рогожниковского месторождения [Кропотова и др., 2007; Архипов и др., 2009; Шадрина, 2009; Шадрина, Крицкий, 2012]. Одной из основных задач проведенного нами исследования являлось выделение ключевых петротипов пермско-триасовых кислых вулканических пород с учетом не только петрографических свойств, но и каротажных характеристик для того, чтобы эти петротипы могли быть прослежены и спрогнозированы посредством геофизических методов. В работе также демонстрируются подходы к изучению вулканитов с целью выделения коллекторов, выявления факторов, которые влияют на их свойства и распределение в разрезе. В результате комплексирования геолого-геофизических данных удалось выявить и проследить некоторые грабенообразные структуры, сложенные кислыми пермско-триасовыми вулканитами, что позволяет произвести оценку объемов развития коллекторов в исследуемом районе.
РАЙОН РАБОТ И ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Территория наших исследований охватывает площадь более 60 тыс. км² и приурочена к центральной части Западной Сибири, в пределах Ханты-Мансийского автономного округа (ХМАО). Район проведенных работ занимает область Фроловской мегавпадины, Красноленинского свода и их окружения (здесь и далее – районирование по [Атлас ..., 2004]) (рис. 1).

В исследованиях использован материал по 162 скважинам, вскрывших ДЮК, по которым имелись каротажные данные и, частично, керн. При работе с каротажом задействовались следующие методы: гамма (GR), нейтронный



Рис. 1. Карта расположения изученных разрезов скважин в интервале ДЮК, в том числе, охарактеризованных керном.

1 – территория работ; 2 – реки; 3 – города; 4 – залежи нефти в Р-Т комплексе; 5 – скважины: *a* – с ГИС, *δ* – с ГИС и изученным керном, *в* – в которых обнаружен Р-Т комплекс; 6 – сейсмика 3D; 7 – сейсмические профили 2D; 8 – сейсмические профили, представленные в работе; 9 – границы структурных элементов 1 порядка (*a*) и 2 порядка (*б*); 10 – названия структурных элементов, по [Атлас ..., 2004]: 1 – Вынглорская котловина, 2 – Верхнеляминский вал, 3 – Рогожниковское куполовидное поднятие, 4 – Рогожниковский вал, 5 – Ем-Еговская вершина, 6 – Талинская терраса, 7 – Каменная вершина, 8 – Елизаровский склон, 9 – Водораздельный прогиб, 10 – Галяновский выступ, 11 – Елизаровский прогиб, 12 – Сыньеганская терраса, 13 – Туманный вал, 14 – Южно-Елизаровский прогиб, 15 – Эргинский вал, 16 – Тундринская котловина, 17 – Ташинская терраса, 18 – Ендырский вал.

(NKT), акустический (DT), удельное электрическое сопротивление (преимущественно боковой каротаж – BK) и плотность пород (RHOB). В 75 скважинах в интервале ДЮК присутствовали пермско-триасовые вулканиты.

Керн изучен по 67 скважинам в объеме чуть более 1000 м. Из них пермско-триасовые вулканиты обнаружены в 27 скважинах с объемом керна 680 м, из которых отобраны и детально изучены 443 образца. По этим образцам выполнены: рентгенофлуоресцентный анализ химического состава (443 обр.), петрографическое описание под микроскопом (364 шлифа, в том числе, прокрашенные синим пигментом для визуальной оценки пустотного пространства), исследования фильтрационно-емкостных свойств (пористость, проницаемость — 227 определения), анализ методом индуктивно-связной плазмы (178 обр.), определения возраста U-Pb методом по циркону (9 обр.).

Комплексная геолого-геофизическая интерпретация выполнялась с учетом материалов сейсмической сьемки 2D (более 40 тыс. км региональных и площадных профилей) и 3D (около 8000 км²).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Пермско-триасовые вулканиты изучались комплексно. Проводились детальные описания керна скважин, петрографические, химические, изотопные и петрофизические исследования образцов керна, применялся анализ каротажных и сейсмических данных. Полученные результаты взаимоувязывались – полученные данные проверялись на противоречивость и достоверность, сомнительные результаты перепроверялись и иногда браковались и не использовались. Исследования строились с учетом опубликованных и фондовых данных о вещественном составе ДЮК на изучаемой территории и соседних районах [Беккина, 2010; Бочкарев и др., 2003, 2009а, 2009б; Вещественный ..., 2004; Казаков и др., 2002; Сараев и др., 2011; Сурков, Жеро, 1981; Цимбалюк и др., 2016ф¹; Хотылев и др., 2021; Шадрина, 2012, 2018; Шкутова, 1970; Яковлева и др., 2017], ранее полученных определений возраста [Иванов и др., 2009, 2012а, 2012б, 2018; Казаков и др., 2002; Сараев и др., 2011; Хотылев и др., 2021; Чирков и др., 2016], известных данных о границах стратиграфических единиц в ранее пробуренных скважинах [Атлас ..., 2004;

Государственная ..., 2009; Каталог ..., 2000], результатов интерпретации сейсмических и гравимагнитных материалов предшественников [Голубева, Криночкин, 2001; Коркунов, 1999ф²; Лобова и др., 2014; Цимбалюк и др., 2016ф¹; Хромова и др., 2015].

Базовым источником информации для данной работы послужил керн, так как породы ДЮК не выходят на дневную поверхность и не доступны для изучения в обнажениях. На первом этапе исследований проведено макроскопическое описание керна из интервала ДЮК всех доступных для изучения скважин. Описание керна всех скважин выполнено по единой структуре с указанием: названия пород, характеристики структуры, текстуры и трещиноватости, минерального состава (различимые глазом компоненты), особенностей вторичных изменений, характера контактов с подстилающими и перекрывающими образованиями. При классификации пород и их описании использовалась терминология и рекомендации Петрографического кодекса России [Петрографический ..., 2008, 2009].

Для понимания пространственно-временного положения исследуемых вулканогенных пород в сложноустроенном доюрском комплексе выполнены определения возраста U-Pb изотопным методом по циркону. Датирование возраста производилось при помощи мультиколлекторного вторично-ионного высокоразрешающего микрозонда SIMS SHRIMP-II в лаборатории ВСЕГЕИ (аналитик А.Н. Ларионов). Внутренняя структура цирконов изучалась средствами оптической микроскопии и катодолюминесценции. Для анализа предпочтительно выбирались области с низкой интенсивностью катодной люминесценции без видимых трещин и включений. Анализировались по 10-12 зерен циркона в каждой из проб. Результаты представлены в табл. 1.

Состав пермско-триасовых вулканогенных образований уточнялся по петрографическим шлифам и геохимическим исследованиям.

Петрографические исследования шлифов выполнялись на поляризационном микроскопе Olympus BX53M в проходящем свете. Диагностика породы включала в себя уточнение состава пород, определение вторичных изменений

¹ Коркунов В.К. Обобщение региональных геофизических данных по Западной Сибири // Отчет по договору № 219. Тюмень: ЗапСибНИИГеофизика, 1999ф. (фондовая литература)

² Цимбалюк Ю.А., Хомицкий Е.Н., Боркун Ф.Я. и др. Создание геолого-геофизических моделей доюрского основания Западной Сибири с целью выявления нефтегазоперспективных объектов на основе инновационных технологий обработки и интерпретации геолого-геофизических данных // Отчет по гос. контракту № 5/14. Тюмень, 2016ф. (фондовая литература)

	* %o I±	2 1.2 0.25	9 1.4 0.14	1 2.5 0.03	5 1.6 0.28	4 2.2 0.05	0 1.8 0.06	5 1.7 0.16	0 2.8 0.12	3 2.1 0.04	8 2.1 0.17	3 2.6 0.16	6 1.4 0.21	8 1.2 0.24	2 1.2 0.35	4 1.2 0.22	7 1.4 0.19	5 1.2 0.23	9 1.4 0.16	9 1.1 0.40	2 2.3 0.22	2 2.6 0.39	8 1.1 0.25	9 1.2 0.30	0 1.4 0.17	3 1.3 0.24	0 1.7 0.56
	$(1)_{238U}$	0.039	0.038	9 0.037	0.039	7 0.039.	3 0.038	2 0.041	1 0.039	3 0.037	4 0.040	4 0.039	0.041	0.040	4 0.040	0.039	6 0.039	0.040	4 0.038	0.039	6 0.039	0.040	6 0.039	0.039	3 0.040	4 0.040	0.039
	* 0%	5.0	6.6	92.	5.5	41.7	29.	5 10.	24.	58.	9 12.4	5 16.4	0.7) 5.1	3.4	5.7	7.6	4 5.5	8.4	2.2	10.0	9.6	4.6	6.(~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	5.4	7 3.(
	$\frac{(1)}{235U}$	0.268	0.247	0.09	0.323	0.168	0.181	0.365	0.199	0.109	0.50	0.245	0.29(0.34(0.295	0.276	0.37(0.294	0.250	0.267	0.276	0.343	0.253	0.280	0.318	0.33(0.257
	$\pm 1\%$	4.8	9.8	92.8	5.6	41.7	29.2	10.0	23.9	58.3	12.2	16.2	6.6	5.0	3.2	5.6	7.5	5.3	8.3	2.5	10.3	6.1	4.4	3.8	8.2	5.3	2.5
	$\frac{207}{206} \frac{Pb}{Pb}^{*}$	0.0495	0.0461	0.0178	0.0592	0.0309	0.0345	0.0638	0.0370	0.0213	0.0904	0.0451	0.0505	0.0604	0.0532	0.0508	0.0675	0.0526	0.0477	0.0486	0.0510	0.0619	0.0460	0.0520	0.0577	0.0596	0.0478
	± ±1 0%	1.2	1.4	2.5	1.6	2.2	1.8	1.7	2.8	2.1	2.1	2.6	1.4	1.2	1.2	1.2	1.4	1.2	1.4	1.1	2.3	2.6	1.1	1.2	1.4	1.3	1.7
	$\frac{(1)}{238}$ 206 Pb	25.5	25.7	27.0	25.3	25.4	26.3	24.1	25.7	26.8	24.5	25.4	24.0	24.5	24.9	25.4	25.2	24.7	25.7	25.1	25.5	24.9	25.1	25.1	25.0	24.8	25.6
	%o l±	3.2	3.6	6.0	3.1	5.0	5.7	5.8	8.7	5.4	6.5	10.4	4.8	3.0	3.2	3.3	4.1	3.4	3.6	1.7	9.4	3.7	2.3	3.3	7.2	3.3	2.3
	Общ ²⁰⁷ Рb/ ²⁰⁶ Рb	0.0522	0.0566	0.0654	0.0490	0.0700	0.0632	0.0531	0.0501	0.0590	0.0588	0.0520	0.0475	0.0534	0.0532	0.0549	0.0545	0.0477	0.0555	0.0509	0.0533	0.0537	0.0508	0.0510	0.0500	0.0531	0.0482
	%0 I±	1.2	1.3	1.6	1.6	1.6	1.4	1.5	2.7	1.5	1.6	2.5	1.4	1.2	1.2	1.2	1.3	1.2	1.3	1.1	2.3	2.6	1.1	1.2	1.3	1.2	1.7
	9d ₉₀₇ /N ₈₅₇ 1190	25.4	25.4	25.4	25.6	24.2	25.4	24.4	25.3	25.6	25.5	25.2	24.1	24.7	24.9	25.3	25.6	24.8	25.5	25.0	25.4	25.1	25.0	25.1	25.2	25.0	25.6
	Возраст ± 10, млн лет	±3	± 3	$\frac{1}{4}$	$\frac{1}{4}$	$\frac{1}{4}$	$\frac{1}{4}$	$\frac{1}{4}$	17	$\frac{1}{4}$	$\frac{1}{4}$	± 6	$\frac{1}{4}$	± 3	± 6	± 6	± 3	± 3	± 3	± 3	$\frac{1}{4}$						
	⁵⁰⁰ 238Ω (2)	249	247	244	247	255	245	258	251	245	245	251	263	255	254	249	246	255	247	253	248	251	253	252	251	252	248
	Возраст ± 10, млн лет	±3	± 3	± 6	$\frac{1}{4}$	± 5	$\frac{1}{4}$	$\frac{1}{4}$	±7	± 5	± 5	± 6	$\frac{1}{4}$	± 3	± 6	± 6	± 3	± 3	± 3	± 3	$\frac{1}{4}$						
	Ω ₈₆₂ /9d ₉₀₂ (1)	248	246	235	250	249	240	262	246	236	258	249	263	258	254	249	251	256	246	252	248	254	252	252	253	254	247
иидо	$\frac{\bigcap_{8\mathcal{EZ}}}{\overline{UL}_{\overline{\mathcal{EZ}}}}$	0.491	1.045	0.975	0.396	0.708	0.623	0.760	0.716	0.667	0.788	0.736	0.837	0.462	0.469	0.395	0.315	0.482	0.342	0.601	0.430	0.371	0.494	0.475	0.404	0.474	0.444
рритс	т/т , т/т	5.90	4.13	1.38	7.22	1.86	2.27	2.15	1.66	2.06	1.83	2.05	3.46	7.94	7.00	6.56	4.53	6.81	5.02	26.20	6.72	6.02	14.20	7.28	6.20	7.46	15.60
юй те	т\т ,пТ	83	125	41	81	38	42	44	34	41	40	43	78	101	92	74	40	91	50	446	83	63	199	98	71	66	200
учаем	т\т ,U	175	124	43	213	55	70	60	50	64	52	61	97	226	203	194	133	196	150	766	199	175	415	213	180	216	466
лах из	₅₀₆ Ppc (%)	0.33	1.30	5.71	0.00	4.75	3.50	0.00	1.60	4.55	0.00	0.85	0.00	0.00	0.00	0.51	0.00	0.00	0.98	0.29	0.28	0.00	0.59	0.00	0.00	0.00	0.05
реде	вяроТ	-	2	3	4	5	9	7	8	6	10	11	12	Τ	2	3	4	5	9	7	8	6	10	11	12	Ξ	2
НВП	Образец	215	215	215	215	215	215	215	215	215	215	215	215	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	26	26
скважи	скважина	BK1	BK1	BK1	BK1	BK1	BK1	BK1	BK1	BK1	BK1	BK1	BK1	PB1	PB2	PB2											

СМИРНОВА и др.

250

Таблица 1. Результаты U-Pb изотопного анализа кристаллов циркона, извлеченных из проб кислых вулканических пород, отобранных из керна

СТРОЕНИЕ, ПЕТРОТИПЫ И КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА...

	EC	0.19	0.15	0.17	0.14	0.29	0.25	0.28	0.15	0.42	0.35	0.30	0.35	0.28	0.34	0.20	0.15	0.26	0.58	0.07	0.19	0.32	0.13	0.40	0.09	0.24	0.14	0.18
	%o l±	1.2	1.3	1.4	1.3	1.2	1.2	1.6	1.3	1.1	1.2	1.1	2.2	1.2	1.1	1.2	1.3	1.1	2.2	1.6	1.8	1.2	1.4	1.6	1.4	1.2	1.3	1.2
	$\frac{206}{238}\frac{1}{10}$ *	0.0407	0.0413	0.0398	0.0391	0.0399	0.0404	0.0402	0.0395	0.0421	0.0405	0.0400	0.0390	0.0397	0.0391	0.0389	0.0400	0.0414	0.0402	0.0382	0.0391	0.0395	0.0405	0.0397	0.0391	0.0395	0.0393	0.0396
	± 1	6.5	9.1	7.9	9.6	4.3	4.9	5.7	8.8	2.6	3.4	3.7	6.4	4.3	3.3	6.0	8.7	4.3	3.7	23.8	9.7	3.7	11.1	4.0	15.2	5.0	9.5	6.9
	$\frac{207}{235} \frac{1}{10} $	0.296	0.236	0.234	0.234	0.280	0.313	0.274	0.239	0.311	0.319	0.305	0.244	0.316	0.270	0.252	0.253	0.267	0.292	0.150	0.206	0.274	0.251	0.292	0.201	0.262	0.249	0.251
	$\overset{\pm}{\sigma}_{\%}^{\%}$	6.4	9.0	7.8	9.5	4.1	4.7	5.5	8.7	2.4	3.2	3.6	6.0	4.1	3.2	5.9	8.6	4.2	3.0	23.8	9.5	3.5	11.0	3.7	15.1	4.8	9.4	6.8
	$\frac{207}{206}\frac{Pb}{Pb}^{*}$	0.0527	0.0415	0.0426	0.0434	0.0510	0.0563	0.0494	0.0438	0.0536	0.0571	0.0553	0.0455	0.0576	0.0501	0.0469	0.0459	0.0467	0.0527	0.0285	0.0383	0.0503	0.0450	0.0534	0.0373	0.0481	0.0460	0.0459
	%o l±	1.2	1.3	1.4	1.3	1.2	1.2	1.6	1.3	1.1	1.2	1.1	2.2	1.2	1.1	1.2	1.3	1.1	2.2	1.6	1.8	1.2	1.4	1.6	1.4	1.2	1.3	1.2
	$\frac{238U}{206Pb}^{*}$	24.6	24.2	25.1	25.6	25.1	24.8	24.9	25.3	23.7	24.7	25.0	25.7	25.2	25.6	25.7	25.0	24.1	24.9	26.2	25.6	25.3	24.7	25.2	25.6	25.3	25.4	25.2
	%o 1±	2.8	3.0	3.6	3.7	3.7	3.4	3.2	3.5	1.9	2.0	2.1	2.5	2.8	2.7	2.8	2.7	2.2	2.8	4.3	3.2	3.2	3.0	3.0	3.4	2.5	3.1	2.9
	Обш ²⁰⁷ Рb/ ²⁰⁶ Рb	0.0613	0.0529	0.0488	0.0525	0.0516	0.0528	0.0533	0.0526	0.0517	0.0605	0.0488	0.0539	0.0533	0.0486	0.0532	0.0595	0.0517	0.0531	0.0492	0.0491	0.0508	0.0626	0.0517	0.0573	0.0536	0.0590	0.0540
	%o 1±	1.2	1.3	1.3	1.3	1.2	1.2	1.6	1.2	1.1	1.2	1.1	2.2	1.2	1.1	1.2	1.2	1.1	2.2	1.4	1.7	1.2	1.3	1.6	1.3	1.1	1.2	1.2
	902/0852 06m	24.3	23.8	24.9	25.3	25.1	24.9	24.8	25.1	23.8	24.6	25.2	25.4	25.3	25.6	25.5	24.6	24.0	24.9	25.5	25.3	25.3	24.1	25.2	25.0	25.1	25.0	25.0
	Возраст ± 10, млн лет	± 3	±4	± 3	± 3	± 3	± 3	± 5	± 3	± 5	± 3	±4	± 3	± 3	±4	± 3	± 3	± 3	± 3									
	Ω ₈₀₂ /9d ₉₀₇ (ζ)	257	264	254	250	252	253	255	252	265	254	252	248	249	247	248	254	263	254	248	251	250	258	250	251	251	250	252
	± тэвдеон 10, млн лет	± 3	$\frac{1}{4}$	± 3	± 3	± 3	± 3	± 5	± 3	± 5	$^{\pm}$	$\frac{1}{4}$	± 3	$\frac{1}{4}$	$\frac{1}{4}$	± 3	± 3	± 3	± 3									
	D ₅₀₆ Pb/ ₂₃₈ U (1)	257	261	251	247	252	255	254	250	266	256	253	246	251	247	246	253	262	254	242	247	249	256	251	247	250	249	250
	$\frac{\prod_{8 \in 7}}{4T_{\underline{2 \in 2}}}$	0.418	0.454	0.383	0.377	0.356	0.368	0.435	0.418	0.869	0.566	0.619	0.552	0.588	0.582	0.673	0.601	0.708	0.617	0.434	0.417	0.415	0.425	0.471	0.370	0.611	0.459	0.542
	т/т , т/т	8.15	7.93	6.06	5.43	5.91	6.72	6.93	6.46	25.80	17.20	18.80	14.60	12.40	21.30	14.40	13.30	25.20	15.90	7.76	7.90	7.30	7.03	10.40	6.75	14.50	8.75	11.70
	т\ז , ћТ	94	98	66	59	60	69	85	77	601	271	328	233	206	358	280	226	486	275	66	95	87	83	139	72	253	115	180
Ие	т\т ,U	233	223	177	161	173	194	201	190	714	494	547	437	363	636	430	388	709	460	236	235	215	202	305	201	427	259	343
нэжи	506Pbc (%)	1.07	1.41	0.77	1.13	0.08	0.00	0.49	1.08	0.00	0.43	0.00	1.04	0.00	0.00	0.78	1.69	0.62	0.05	2.52	1.32	0.06	2.18	0.00	2.45	0.68	1.62	1.00
отод	бяка	ю	4	5	9	7	×	6	10	-	7	С	4	5	9	٢	8	6	10	-	2	Э	4	5	9	7	∞	6
1. П _ј	Образец	26	26	26	26	26	26	26	26	-	1		-	1	-	1	-	1	-	683	683	683	683	683	683	683	683	683
Таблица	скважина	PB2	PB2	CT1	цеп1	цеп1	цеп1	цеп1	цеп1	цеп1	ЦЕПІ	цеп1	цеп1															

	EC	0.14	0.28	0.25	0.12	0.19	0.41	0.35	0.21	0.11	0.18	0.16	0.09	0.37	0.18	0.19	0.22	0.24	0.13	0.25	0.14	0.33	0.14	0.24	0.12	0.47	0.19	0.41
	%o l±	1.4	1.3	2.0	0.9	3.3	0.8	2.4	1.9	0.9	0.8	0.7	1.5	2.3	2.2	0.8	1.2	0.8	1.0	1.4	0.9	1.4	1.0	2.6	1.0	1.3	0.8	0.6
	$\frac{(1)}{2380}^{*}$	0.0409	0.0397	0.0404	0.0399	0.0409	0.2620	0.0404	0.0397	0.0404	0.0404	0.0452	0.0387	0.0398	0.0400	0.0393	0.0396	0.0398	0.0392	0.0396	0.0396	0.0394	0.0395	0.0398	0.0398	0.0396	0.0394	0.0391
	$^{\pm1}_{\sigma\%}$	10.1	4.6	8.0	7.3	17.8	1.9	6.8	9.0	8.2	4.1	4.2	15.8	6.1	12.1	4.3	5.4	3.2	8.3	5.5	6.2	4.2	7.3	11.0	8.9	2.6	4.0	1.5
	$\frac{(1)}{2^{235}U}^{*}$	0.227	0.318	0.251	0.274	0.219	3.307	0.281	0.240	0.295	0.287	0.312	0.305	0.312	0.228	0.277	0.267	0.265	0.248	0.282	0.252	0.275	0.237	0.234	0.233	0.284	0.311	0.271
	a% ±1 %	10.0	4.4	7.8	7.2	17.5	1.7	6.4	8.8	8.2	4.1	4.1	15.7	5.6	11.9	4.3	5.3	3.1	8.3	5.4	6.2	4.0	7.2	10.7	8.8	2.3	4.0	1.4
	$\frac{(1)}{206 \text{Pb}^{*}}$	0.0402	0.0581	0.0452	0.0498	0.0388	0.0916	0.0504	0.0439	0.0530	0.0515	0.0501	0.0572	0.0569	0.0414	0.0512	0.0488	0.0484	0.0458	0.0517	0.0462	0.0507	0.0435	0.0426	0.0424	0.0519	0.0572	0.0502
	%o 1±	1.4	1.3	2.0	0.9	3.3	0.8	2.4	1.9	0.9	0.8	0.7	1.5	2.3	2.2	0.8	1.2	0.8	1.0	1.4	0.9	1.4	1.0	2.6	1.0	1.3	0.8	0.6
	$\frac{238}{206} \frac{U}{Pb}^{*}$	24.4	25.2	24.8	25.0	24.5	3.8	24.7	25.2	24.8	24.7	22.1	25.9	25.2	25.0	25.5	25.3	25.2	25.5	25.2	25.2	25.4	25.3	25.1	25.1	25.2	25.4	25.5
	%o l±	3.3	3.4																									
	Обш ²⁰⁷ Рb/ ²⁰⁶ Рb	0.0519	0.0556																									
	%o l±	1.3	1.3																									
	9d ₉₀₇ /Л ₈₅₇ Ш9О	24.1	25.3																									
	бозраст ± Го, млн лет	±3	± 3	± 5	± 2	± 6	土11	± 6	± 5	± 2	± 2	± 2	$\frac{1}{4}$	± 6	± 5	± 2	± 3	± 2	± 2	± 3	± 2	± 3	± 2	± 6	± 2	± 3	± 2	± 2
	D ₅₀₆ Pb/ ₂₃₈ U (2)	262	249	257	253	262	1503	256	253	255	255	286	243	250	256	248	251	252	250	250	252	249	252	254	254	250	247	248
	озраст ≖ Го, млн лет	<u>+</u> +	± 3	± 5	± 2	± 8	± 10	± 9	± 5	± 2	± 2	± 2	\pm	± 9	± 5	± 2	± 3	± 2	± 3	± 3	± 2	± 3	± 3	$^{\pm}$	± 3	± 3	± 2	± 2
	Ω_{902}^{100000}	259	251	255	252	258	1500	255	251	255	255	285	245	251	253	248	250	251	248	250	250	249	250	252	252	251	249	248
	$\frac{\Pi_{857}}{\Psi T^{222}}$	0.454	0.448	0.614	0.565	0.465	0.818	0.514	0.443	0.414	0.584	0.035	0.435	0.444	0.442	0.428	0.509	0.511	0.358	0.369	0.443	0.537	0.420	0.373	0.333	0.577	0.581	0.575
	т/т ,*d¶ ⁹⁰²	9.40	8.40	12.80	9.55	10.00	49.40	9.04	10.60	6.27	14.10	33.10	7.41	8.09	8.93	8.74	9.60	9.90	5.64	6.58	8.67	13.50	7.14	6.39	5.17	12.10	13.40	39.20
	т\т ,れТ	118	107	219	152	128	174	129	134	72	230	29	94	102	111	107	139	143	58	69	109	208	86	67	49	199	223	649
ие	т\т ,U	268	246	369	278	285	219	260	312	181	407	852	223	237	260	259	282	290	167	193	255	401	210	187	151	356	396	1166
нэжи	(%) ⁵ 04 ⁹⁰⁷	1.43	0.00	1.06	0.61	2.17	0.00	0.41	0.91	0.59	0.14	0.72	0.52	0.00	1.25	0.43	0.84	0.12	1.15	0.00	0.84	0.64	0.94	1.89	0.97	0.00	0.00	0.08
одс	бяноТ	10	Π	-	7	б	4	S	9	7	∞	6	10	11	12	-	7	Э	4	S	9	7	×	6	10	11	12	-
1. LIF	Образец	683	683	720	720	720	720	720	720	720	720	720	720	720	720	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	320
Таолица	Скважина	цеп1	цеп1	ЦЕП1	цеп1	цеп1	цеп1	ЦЕП1	цеп1	цеп1	цеп1	цеп1	цеп1	цеп1	цеп1	ЦЕП2	цеп2	цеп2	ЦЕП2	ЦЕП3								

Таблица 1. Продолжение

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 2 2024

0.270 $\frac{207}{2350}$ b 0.2770.2670.2680.2610.281 Ì . 3.0 3.4 3.9 4.5 2.9 4.4 $\overset{\pm}{\sigma}_{\%}^{\pm}1$ $\left|\frac{207}{206}\frac{\text{Pb}}{\text{Pb}}_{*}\right|$ 0.05000.04930.0515 0.0516 0.0501 0.04811.3 0.80.80.9 0.9 %0 I∓ 0.8 $\frac{238}{206}\frac{1}{Pb}^{+}$ 25.5 25.5 25.6 25.5 25.8 25.3 ωi l %0 I∓ O6III ²⁰⁷Pb/ ²⁰⁶Pb %0 I∓ 9d₉₀₇/Л₈₅₇ Ш9О тэп ним ,оі $\frac{1}{12}$ ± 2 ± 2 ± 2 ± 3 **7** \pm Torqeod Ω₂₀₀βΡ/₅₃₈Ω (7) 249 246 249 249 249 247 ļ тэп ним ,о1 $^{\pm}$ ± 2 ± 2 ± 2 ± 3 7 17 \pm torqeod Ω_{857}/qd_{907} 248 248 248 245 250 247 0.445 0.4700.4400.4020.4920.497 \overline{U}^{852} . $\overline{\mathrm{UL}}_{\overline{\mathrm{CEC}}}$ 8.67 9.09 9.08 12.10 150 11.10 7.51 . т/т ,*d¶⁹⁰² 114 111 129 87 175 т\т,пТ 330 223 363 268 257 271 i T\7,U 0.05 0.230.300.340.140.54ç (%) [°]q₄₉₀ ć 9 З Ś 2 4 блчка 6 320 320 320 320 320 320 **Образец** ЦЕП3 ЦЕП3 ЦЕП3 ЦЕПЗ ЦЕПЗ ЦЕПЗ Скважина

0.260.220.230.19

0.80.80.9 0.9 1.3 0.8

0.0393

3.1 3.5 4.0 4.6 3.2 4.5

0.0393 0.03900.0392 0.0388 0.0395

В

%0 I∓

 $\left| \frac{\frac{206}{208}}{\frac{238}{10}} \right|^{-8}$

 $\frac{\pm}{3}$

0.180.41

СТРОЕНИЕ, ПЕТРОТИПЫ И КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА...

ЦЕПЗ	320	~	0.19	273	116	9.14	0.438	247	\pm	247	±4			25.7	1.6 (0.0513	3.4	0.276	3.8	0.0390	1.6	0.42
цепз	320	6	0.75	201	75	6.78	0.385	248	± 2	248	士2			25.5	0.9 (0.0501	6.0	0.271	6.1	0.0392	0.9	0.15
цепз	320	10	0.43	185	63	6.20	0.353	247	± 4	247	±4			25.6	1.6 (0.0512	5.2	0.276	5.5	0.0391	1.6	0.30
ЦЕПЗ	320	Π	0.34	190	62	6.54	0.338	253	± 2	253	士2			25.0	0.9 (0.0514	4.8	0.283	4.9	0.0400	0.9	0.19
цепз	320	12	0.81	197	68	6.66	0.355	249	± 2	250	士2			25.4	0.9 0	.0464	6.8	0.252	6.9	0.0393	0.9	0.14
ЦЕП4	290	-	0.30	287	118	9.70	0.426	249	±3	249	士3			25.4	1.3	0503	5.9	0.273	6.0	0.0394	1.3	0.21
цеп4	290	5	0.76	300	131	10.30	0.453	252	± 2	253	士2			25.1	0.9 0	.0466	5.6	0.256	5.7	0.0398	0.9	0.17
ЦЕП4	290	3	0.09	318	152	10.70	0.494	247	± 2	246	士2			25.6	0.8 (0.0525	2.9	0.282	3.0	0.0390	0.8	0.26
ЦЕП4	290	4	0.00	216	81	7.28	0.389	248	± 2	248	士2			25.5	0.9 (0.0523	4.1	0.283	4.2	0.0392	0.9	0.22
цеп4	290	5	1.73	150	49	5.09	0.339	250	±5	252	±5			25.3	2.0 0	0.0444	11.7	0.243	11.9	0.0396	2.0	0.17
ЦЕП4	290	9	0.71	238	90	8.11	0.392	251	± 2	253	士2			25.2	0.9 (.0467	6.0	0.256	6.1	0.0398	0.9	0.15
ЦЕП4	290	~	0.00	246	94	8.28	0.394	248	± 2	247	士2			25.5	0.9 (0.0523	3.6	0.282	3.7	0.0392	0.9	0.23
ЦЕП4	290	~	0.33	183	67	6.22	0.379	250	± 2	250	士2			25.3	1.0	0.0529	5.1	0.288	5.2	0.0396	1.0	0.19
ЦЕП4	290	6	0.00	637	362	21.50	0.587	249	± 2	249	士2			25.4	0.7	0.0519	2.1	0.282	2.2	0.0394	0.7	0.32
ЦЕП4	290	10	0.36	230	103	7.75	0.462	248	±4	248	±4			25.5	1.5 (0506	4.6	0.273	4.8	0.0392	1.5	0.30
Примеча Погрешн зеденны EC = (²⁰⁷	ние. I юсть 1 рь*/ ² й Рь	Поло измеј е ош ³⁵ U)/	женик рений ибки, /(1ơ(²¹	е сквал † 10, Pt ⁰⁷ Pb*/ ²)й на и	жин сі ₂ с и Рt eбуетс ²³⁵ U))) 13мере	м. рис. 5* – сод ся при с 1 / (²⁰⁶ Р	1. Глуби тержания сравнени сравнени сравнени 204 Pb.	на обр я обще ии дан /(10(²⁰	азцов го и ра Ных с ј ³⁶ Pb*/2	привед адиоге 238U)).	цена в табл нного свин к калибров	. 2. ца соотве эк).	стственн	о; ошибка	стандај	ртной ка	пибро	вки – 0	.24% (не включ	ена в	-идп
(2) O 6 mk	ŭ Pb.	с поп	IpaBKC	эй на к	(OHKO)	рдино в	o3pacTa ²	^{/q} Lon	²⁰ U ⁻²⁰	Pb/2	Ŭ.											

и оценку пустотного пространства. Определения минерального состава (для эффузивных пород — прежде всего состава фенокристов), анализа структуры и текстуры породы проводилось согласно рекомендациям Петрографического кодекса России [2008, 2009].

Определение концентрации петрогенных оксидов и некоторых микроэлементов в образцах исследуемых пород выполнено рентгенофлуоресцентным методом на вакуумном спектрометре последовательного действия, модель Ахіоѕ mAX производства компании PANalytical. Анализ выполнен по методике [HCAM 439-PC, 2015], обеспечивающей получение результатов III категории точности количественного анализа – по [OCT 41-08-205-04, 2004] в лаборатории ИГЕМ (аналитик А.И. Якушев). Данная категория точности применяется для массового анализа проб минеральных веществ, подсчете запасов месторождений полезных ископаемых и контрольных анализов. Определение элементного состава методом индуктивно связанной плазмы (ICP-MS) проводилось по методике [HCAM 499-AЭC/MC, 2015] в лаборатории ИПТМ РАН (аналитик В.К. Карандашев). Некоторые результаты рентгенофлуоресцентного анализа и ICP-MS приведены в табл. 2 и 3 соответственно.

Анализ геохимических данных выполнялся для уточнения состава и классификации пород, выявления степени вторичных изменений, обоснования генезиса и принадлежности к геодинамической обстановке. При этом использовались соответствующие методические пособия и рекомендации [Короновский, Демина, 2011; Петрографический ..., 2008, 2009; Практическая ..., 2017; Скляров и др., 2001; Фролова, Бурикова, 1997]. По соотношениям содержаний кремнезема (SiO₂) и суммы оксидов калия и натрия (Na₂O + K₂O) уточнялись типы пермско-триасовых вулканических пород на основе классификационной TAS-диаграммы [Петрографический ..., 2009]. Для определения

кважина	Эбразец	убина, м	ШШШ	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO ₂	K_2O	Ca0	TiO ₂	MnO	Fе ₂ O ₃ общ.	P_2O_5	S
		Ē						Ма	ac. %					
ΒΕΠ 1	13	3067.70	6.77	1.78	4.68	11.8	52.66	0.18	9.76	1.27	0.15	10.25	0.33	0.09
BK1	215	3690.40	2.16	2.22	1.07	13.14	65.59	6.15	2.82	0.91	0.23	4.73	0.27	0.03
ВЛВ1	409	2992.75	1.02	2.65	0.25	11.71	74.47	5.28	0.61	0.36	0.06	3.29	0.02	< 0.02
ПС1	1	2817.97	8.43	0.41	1.32	11.85	65.44	3.97	5.23	0.25	0.09	2.75	0.03	< 0.02
PB1	9	2737.03	0.66	2.84	0.13	11.41	73.22	5.54	2.41	0.38	0.12	2.91	0.03	0.02
PB2	26	2693.46	1.60	3.56	0.26	12.39	71.58	5.08	1.74	0.37	0.04	3.02	0.02	< 0.02
PB4	7	2704.75	6.51	0.86	1.79	14.36	62.79	3.76	0.82	0.34	0.03	8.29	0.02	0.02
РКП1	10	2938.16	1.65	0.63	0.18	8.02	82.07	4.15	0.08	0.22	0.08	2.64	0.02	0.02
РКП2	5	2815.65	3.19	0.32	0.63	13.17	74.04	3.45	0.08	0.49	0.07	4.21	0.03	< 0.02
CT1	1	2961.75	6.17	0.48	0.76	11.96	62.78	3.03	9.38	0.6	0.28	4.21	0.05	0.04
CT2	4	3201.19	2.58	5.18	4.59	14.98	49.06	0.12	7.64	1.64	0.21	13.58	0.29	< 0.02
ЦЕП1	683	2934.71	3.18	0.42	0.28	15.81	74.33	4.37	0.07	0.39	0.00	0.74	0.07	< 0.02
ЦЕП1	703	3041.64	3.26	0.36	0.95	16.05	68.04	4.25	0.24	0.35	0.09	5.85	0.02	0.16
ЦЕП1	720	3170.23	2.03	2.97	0.16	12.24	70.04	5.13	1.09	0.47	0.14	5.05	0.03	0.37
ЦЕП2	4	2985.11	3.30	1.31	1.12	13.85	73.68	4.39	0.19	0.38	0.017	1.32	0.03	< 0.02
ЦЕП3	320	3018.29	0.49	6.87	0.06	14.92	72.07	1.07	1.26	0.31	0.07	2.48	0.02	< 0.02
ЦЕП4	290	3456.83	2.54	3.61	0.51	11.33	71.43	4.34	0.93	0.35	0.17	4.43	0.02	< 0.02
ЦЕП5	274	2962.07	7.07	2.10	0.39	13.38	56.15	3.81	7.08	0.84	0.37	8.02	0.18	< 0.02
ЦЕП5	319	3155.20	1.25	2.96	<0.10	12.53	73.57	6.20	0.07	0.33	0.03	1.99	0.02	0.73

Таблица 2. Состав вулканических пород по результатам рентгенофлуоресцентного анализа

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 2 2024

	пепร-з19		25.39	15.85	1.26	0∐>	0∐>	77.47	0∐>	18.82	165.14	12.49	0.90	<1.7	142.90	20.73	102.48	683.28	43.06	6.47	0.25	4.02	0.98	1.74	450.00	89.61	193.67	22.01	86.69	17.34	1.78	15.48	2.55
	ПЕП5-274		33.46	3.56	27.38	8.46	0∐>	19.05	1.10	3.46	136.99	21.85	0∐>	0∐>	74.43	124.33	52.66	264.06	20.17	0.17	0Ш>	2.16	0.31	2.03	3235.25	44.00	100.32	12.43	53.00	11.18	6.28	9.90	1.48
	ПЕП4-290		11.10	5.27	1.28	1.68	2.41	46.72	0∐>	6.80	111.89	21.37	0∐>	<2.5	137.58	24.17	111.14	705.68	46.16	2.49	0.13	7.13	0.82	1.77	253.36	106.03	228.92	27.37	106.74	20.55	1.95	17.47	2.73
	ПЕП3-320		47.38	8.35	0.98	1.23	1.77	30.74	0∐>	7.34	125.09	19.51	0∐>	\gtrsim	37.41	101.40	104.91	698.57	42.62	1.24	0.10	4.82	0.40	1.09	84.01	104.26	226.16	26.07	100.31	20.04	1.54	17.70	2.78
	ПЕП1-720		20.65	3.16	1.98	43.67	1.93	36.99	2.93	9.69	181.18	24.53	6.94	7.24	131.66	32.02	97.58	586.26	43.21	0.58	0.08	4.39	3.67	12.82	361.81	99.81	218.27	26.09	103.80	20.23	2.49	16.70	2.50
	ПЕП1-703		55.57	8.06	1.00	5.12	0∐>	8.74	0∐>	8.24	185.32	24.88	4.65	<1.7	180.42	17.84	124.87	888.29	52.65	2.72	0.20	5.16	0.44	5.73	73.80	18.11	56.48	6.80	27.31	7.53	0.81	10.73	2.64
	ПЕП1-683		17.56	5.09	1.18	0∐>	1.85	25.37	2.05	9.04	45.48	20.69	5.60	4 >	176.11	87.66	168.99	1073.76	68.04	0.52	0.08	8.43	0.96	10.72	80.84	232.76	418.48	50.55	185.70	33.13	2.26	27.13	4.33
	CT2-4		6.89	0.40	32.71	355.50	12.86	59.56	12.35	41.09	92.07	16.83	4.22	0∐>	1.62	177.59	22.86	49.17	2.85	1.04	0.05	1.01	0.29	0.92	52.57	3.54	9.70	1.53	8.95	2.96	1.35	3.74	0.63
	CT1-1	, r/T	14.93	2.65	11.08	22.59	2.88	15.49	0∐>	11.60	59.54	17.22	1.76	0∐>	88.96	418.88	49.07	392.32	17.62	2.28	0.11	1.97	1.02	4.79	232.12	66.44	120.89	15.19	58.39	11.80	2.61	9.59	1.43
	ЬКЦ2-5	Элемент	34.20	15.84	7.04	14.61	12.74	9.28	9.31	14.11	156.06	24.46	3.88	$\stackrel{\scriptstyle <}{\sim}$	160.89	37.64	103.22	796.97	51.43	2.86	0∐>	6.29	1.65	10.66	318.57	125.10	274.03	30.79	121.19	23.15	2.52	18.99	2.79
•	ЫКШ1-10		68.75	4.96	1.43	3.73	0∐>	50.31	1.07	11.90	104.28	13.89	1.23	$\stackrel{<}{\sim}$	127.90	21.75	74.82	522.39	28.04	0.73	0.08	5.32	1.15	2.58	331.66	70.13	150.90	17.18	69.91	13.85	1.31	12.52	2.02
•	₽£4-7		53.16	7.97	1.76	9.39	1.55	28.95	2.82	8.96	38.99	29.14	10.19	3.89	202.17	158.31	151.33	773.37	52.55	12.05	0.12	7.57	3.89	9.27	151.77	106.03	227.17	26.57	102.69	19.98	1.19	17.59	3.00
	PB2-26		20.35	3.55	3.61	2.88	1.83	24.71	0∐>	7.99	147.03	19.37	0.65	<3.3	124.73	21.96	103.85	612.69	44.78	2.22	0.13	5.21	0.42	1.47	493.63	102.13	218.60	25.99	100.49	19.86	2.01	16.70	2.62
•	6-18J		25.60	6.52	3.67	4.11	2.98	36.18	1.66	8.78	239.15	18.30	0∐>	<2.3	157.63	27.40	91.22	579.65	43.31	0.97	0.26	5.37	0.63	1.88	422.74	92.34	199.26	22.66	90.39	17.58	1.88	15.02	2.37
	1-1ОШ		19.64	5.23	3.51	13.84	4.01	13.84	4.11	4.46	36.39	17.14	0.55	0∐>	216.92	333.37	31.46	138.21	16.18	1.16	0∐>	2.84	0.32	4.65	444.95	62.59	116.51	14.09	48.46	7.92	0.55	5.48	0.83
	BJB1-409		13.42	2.97	2.20	5.57	1.00	35.90	0∐>	6.66	130.58	17.95	0∐>	$\stackrel{<}{\sim}$	141.15	26.50	95.48	845.19	44.65	1.51	0.19	5.17	0.43	1.27	503.21	105.08	217.75	25.65	99.26	18.52	1.43	15.59	2.60
-	BK1-215		42.10	3.92	9.88	28.85	1.29	33.39	011>	13.40	120.44	23.91	1.56	<2	208.22	572.50	70.65	408.06	35.36	1.29	0.12	3.46	0.92	4.00	3155.04	78.20	170.29	20.21	76.87	14.61	2.98	11.91	1.91
-	ВЕП1-13		6.96	1.01	27.06	207.61	157.83	51.47	78.05	54.00	93.93	14.61	0∐>	0∐>	3.07	502.11	28.44	131.02	7.65	1.49	0Ш>	1.44	0∐>	0.29	177.85	19.22	43.74	5.50	24.20	5.26	1.47	5.11	0.76
	Скв - обр.		Li	Be	Sc	>	Ċ	ů	ï	Cu	Zn	Ga	\mathbf{As}	Se	Rb	Sr	Y	Zr	βŊ	Мо	Ag	Sn	Sb	S	Ba	La	S	\Pr	ΡQ	Sm	Eu	Gd	Tb

Таблица 3. Микроэлементный состав вулканических пород по результатам анализа ICP-MS

пепร-219		16.63	3.43	10.79	1.57	10.81	1.64	17.13	2.76	627.84	25.85	15.06	5.43
ПЕП5-274		9.04	1.77	5.24	0.73	5.06	0.78	6.22	1.12	102.07	12.32	5.32	1.83
ПЕП4-290		18.14	3.80	11.41	1.64	11.28	1.62	18.21	2.88	418.17	39.20	17.31	6.66
пепз-320		17.42	3.51	10.45	1.49	10.26	1.44	17.97	2.77	323.37	41.61	18.79	6.30
ПЕП1-720		16.08	3.35	9.80	1.44	10.19	1.52	14.85	2.66	375.67	29.40	14.63	4.39
пеп1-703		19.56	4.24	13.27	1.95	13.09	1.95	20.83	2.83	98.60	45.01	19.48	7.39
ПЕП1-683		28.43	5.66	16.50	2.37	16.03	2.22	26.39	4.01	307.45	34.95	26.04	12.01
CL7-†		4.19	0.87	2.40	0.33	2.20	0.31	1.57	0.39	212.17	1.17	0.35	0.22
CT1-1	, r/T	8.46	1.70	5.02	0.75	5.23	0.77	9.46	1.10	127.33	47.11	11.29	4.56
ькш2-5	лемент	17.48	3.74	10.93	1.63	11.20	1.59	18.68	2.69	34.49	43.51	22.70	5.54
РКП1-10	(1)	12.79	2.70	7.80	1.18	8.22	1.22	13.54	2.10	424.48	17.36	11.98	4.22
PB4-7		22.94	5.38	17.39	2.62	17.36	2.48	20.29	3.39	192.10	12.41	25.06	9.34
ЬВ7-26		17.07	3.55	10.57	1.54	10.60	1.52	16.26	2.67	224.85	24.45	18.72	6.61
PB1-9		15.47	3.14	9.14	1.34	9.17	1.35	15.17	2.71	334.44	50.23	17.20	7.18
1-12П		5.12	1.02	3.19	0.48	3.32	0.49	4.73	1.37	112.93	22.41	36.04	9.72
BJB1-409		16.34	3.45	10.41	1.59	10.76	1.55	20.14	2.64	307.60	21.04	18.64	4.64
BK1-215		11.55	2.42	7.14	1.12	7.43	1.14	10.82	1.89	294.13	45.17	12.12	3.71
веп1-13		4.70	0.97	2.94	0.40	2.79	0.42	3.22	0.50	110.59	5.19	1.43	0.62
Скв - обр.		Dy	Но	Er	Tm	Yb	Lu	Ηf	Та	8	\mathbf{Pb}	Th	D

геодинамической обстановки формирования пород и источника магмы проводился анализ бинарных диаграмм по петрогенным элементам и спайдерграмм распределения редкоземельных и литофильных элементов, нормированных на их стандартные содержания в хондрите CI или примитивной мантии соответственно (нормировочные составы — по [Sun, McDonough, 1989]). Выводы о геодинамической обстановке формирования исследуемых пород строились на основании совокупности следующих факторов: структурной приуроченности вулканитов, палеогеографических условий вулканизма, геохимических признаков и выявления закономерностей в истории и этапности развития региона.

Исследования фильтрационно-емкостных свойств вулканических пород кислого состава проводились на стандартных цилиндрических образцах (диаметром и длиной 30 мм, изготовленных в соответствии с ГОСТ 26450.0-85 [Породы ..., 1985]) керна в петрофизической лаборатории МГУ (А.Г. Калмыков, Р.А. Хамидуллин), согласно ГОСТ 26450.1-85 и ГОСТ 26450.2-85 [Породы ..., 1985]. В качестве насыщающей жидкости для образцов использовался керосин.

Расчленение разреза пермско-триасовых кислых вулканитов на слои, представленные определенными петротипами, проведено по комплексу петрографических и геохимических данных при сопоставлении с каротажными кривыми. В качестве наиболее информативных методов геофизического каротажа для этих задач послужили гамма (GR), нейтронный (NKT), боковой (BK), индукционный (IK), плотностной (RHOB) и акустический (DT) каротажи.

По комплексу проанализированных керновых, каротажных и сейсмических данных установлены мощность, протяженность и пространственное взаиморасположение вулканогенных тел, сложенных различными петротипами кислых вулканитов.

Анализ распространения структур, к которым приурочены пермско-триасовые вулканогенные образования, основывался на полученных выводах об особенностях их формирования (петрохимических и геодинамических), с опорой на скважинные и сейсмические данные. По сейсмическим разрезам проведена детальная корреляция кровли ДЮК в пределах территории исследований. Полученная структурная поверхность послужила основой для анализа морфологии комплекса и выявления разломов. Кроме того, на материалах сейсморазведки 2D и 3D выявлялись особенности волнового поля (в том числе атрибутный анализ),

Габлица 3. Окончание

проводился анализ временных толщин и морфологии сейсмокомплексов ("сейсмических образов") [Нежданов, 2004]. По анализу профилей разного простирания детально закартированы разломы, в том числе те, что разграничивают структуры с разной морфологией. По изменению волнового поля и появлению крутопадающих слоев в пределах отрицательных структур были выделены грабены. Породные комплексы, заполняющие грабены, определены по скважинным данным (керн и геофизический каротаж), с учетом ранее полученных данных о составе ДЮК на территории исследований [Беккина, 2010; Бочкарев и др., 2003, 2009а, 20096; Вещественный ..., 2004; Казаков и др., 2002; Сараев и др., 2011; Сурков, Жеро, 1981; Цимбалюк и др., 2016ф¹; Хотылев и др., 2021; Шадрина, 2012, 2018; Шкутова, 1970; Яковлева и др., 2017].

РЕЗУЛЬТАТЫ

На исследуемой территории во всех доступных для изучения скважинах разрезы персмкотриасовых пород представлены вулканическими породами кислого или основного состава. Кроме того, в литературе отмечаются разрезы, сложенные преимущственно терригенными породами



Рис. 2. Принципиальное строение пермско-триасовых вулканогенных образований и выраженность на ГИС: кислых вулканических пород (а) и базальтов (б). Методы геофизического каротажа: GR – гамма, NKT – нейтронный, BK – боковой, IK – индукционный, RHOB – плотностной, DT – акустический.

1 – лавы кислого состава; 2 – туфы кислого состава; 3 – базальты; 4 – терригенные породы; 5 – прослои углей.

[Триас ..., 2001; Государственная ..., 2009; Киричкова, 2011], что подтверждается единичными определениями триасовых палиноморф [Государственная ..., 2009]. Однако, в пределах Фроловской мегавдины и на сопряженных структурах эти породы, вероятно, играют резко подчиненную роль.

Кислые вулканиты. Сложенные ими толщи представлены сериями лав, мощностью до 200 м, и маломощных (5-25, редко до 50 м) вулканогенно-обломочных образований (туфов) с единичными, спорадически развитыми, прослоями (0.1–1 м) песчано-алевролитовых и глинистых пород с примесью туфогенного материала. По ГИС пермско-триасовые лавы кислого состава однозначно отделяются от вышележащих триасовых и юрских терригенных пород по высоким значениям радиоактивности, сопротивения, нейтронного каротажа, пониженным значениям акустического каротажа и объемной плотности пород (рис. 2). Туфы кислого состава, по сравнению с лавами, обладают более низкими значениями плотности, нейтронного и акустического каротажей, и по своим каротажным

характеристикам приближены к триасовым и юрским терригенным отложениям.

Породы основного состава представлены преимущественно эффузивными образованиями, базальтами, с прослоями терригенных пород. В отличии от кислых вулканитов базальты обладают значительно большими значениями объемной плотности пород и крайне низкими значениями радиоактивности, хотя также отделяются от перекрывающих терригенных отложения по высоким значениям сопротивения и нейтронного каротажа (см. рис. 2).

Распространение вулканитов

Все изученные нами кислые вулканиты распространены исключительно в пределах грабенов различного простирания. При этом большинство грабенов северо-западной ориентировки характеризуется преимущественно кислым составом вулканитов, тогда как в грабенах северо-восточного простирания встречены только базальты.

Базальты не имеют строгой приуроченности к пониженным структурам и часто слагают



Рис. 3. Выражение пермско-триасового Рогожниковско-Назымского грабена на сейсмическом профиле. А–А' показано на рис. 1. Красными пунктирными линиями нарисованы предполагаемые разломы, возникшие в результате образования грабенов и последующих блоковых дислокаций.



Рис. 4. Карта, отражающая распространение и состав пермско-триасовых вулканитов. 1 – города; 2 – скважины: *a* – с ГИС, *б* – с ГИС и изученным керном, *в* – в которых обнаружен Р-Т комплекс; 3 – скважины с определениями U–Pb возраста; 4 – Р-Т вулканические породы основного состава (*a*) и кислого состава (*b*); 5 – границы структурных элементов 1-го порядка (*a*) и 2-го порядка (*b*); 6 – названия структурных элементов (см. рис. 1); 7 – откартированные грабены: I – Рогожниковско-Назымский, II – Полуйские, III – Вынглорский, IV – Сыньеганский, V – Тундринский, VI – Южно-Елизаровский; 8 –разрывные нарушения (*a*) и предполагаемые разрывные нарушения (*b*); 9 – элементы залегания; 10 – направления смещений.

покровы. Это может объясняться разной глубинностью областей магмогенерации в ослабленных зонах различной ориентировки или разным временем раскрытия рифтов. В зоне сочленения Елизаровского прогиба и Сыньеганской террасы базальты залегают выше кислых вулканитов. Вулканогенная толща в пределах грабенов на сейсмических профилях характеризуется серией наклонно залегающих отражающих поверхностей, образующих отрицательную структуру (рис. 3). Сопоставление материалов изучения керна, каротажа и сейсмических данных показало, что наличие слоистой картины волнового поля обусловлено чередованием пород с различной акустической жесткостью: лав, туфов и вулканогенно-осалочных пород.

Толща вулканитов в грабенах повсеместно осложнена многочисленными крутопадающими разломами с амплитудами смещения до 100 м (чаще – десятки метров). Как правило, наиболее выражена система разрывных нарушений северо-западного простирания. Некоторые из разломов прослеживаются до кровли триасово-нижнеюрских грубообломочных отложений. По разломам на границах структур вулканиты граничат с разновозрастными образованиями фундамента.

Подошва вулканогенных образований в центральных частях грабенообразных структур не вскрыта скважинами и не визуализируется посредством имеющихся материалов сейсморазведки. Однако по сейсмическим данным можно грубо оценить мощность вулканитов, и эта величина составляет более 1 км. Ширина грабенов варьируется от 5 до 70 км, при простирании до 200 км и более.

За счет привлечения большого количества сейсмических данных нам удалось уточнить границы относительно крупного Рогожниковско-Назымского грабена (шириной 70 км и протяженностью 200 км) северо-западной ориентировки, занимающий площадь до 20 тыс. км², расположенного на территории Елизаровского прогиба, Рогожниковского вала и Рогожниковского куполовидного поднятия (см. рис. 3, рис. 4). Также обнаружены более мелкие грабенообразные структуры: в пределах Полуйского свода, западного борта и центральной части Вынглорской котловины, в зоне сочленения Сыньеганской террасы, Тундринской котловины и Туманного вала, в центральной и северо-западной частях Южно-Елизаровского прогиба, а также в пределах Галяновского выступа (см. рис. 4).

Возраст пород

Определения возраста U—Pb изотопным методом выполнены для пород кислого состава. Для образцов, отобранных из центральной части Елизаровского прогиба (4 скв.), Рогожниковского вала (2 скв.), Вынглорской котловины (1 скв.) и Сыньеганской террасы (1 скв.), были получены конкордантные U—Pb возрасты в диапазоне от 254 ± 2 до 248 ± 2 млн лет, что соответствует поздней перми — раннему триасу (см. табл. 1). С учетом доверительных интервалов датировок общая продолжительность магматизма может быть оценена не менее чем 2.5 млн лет.

Таким образом, все датированные кислые вулканиты отвечают единому сравнительно кратковременному этапу вулканизма, который имел место на рубеже перми-триаса, что подтверждается другими многочисленными датировками рифтогенных вулканитов Западно-Сибирской плиты [Бочкарев и др., 2010; Коровина и др., 2009; Чирков и др., 2016; Яковлева и др., 2017]. Возраст этого этапа соответствует возрасту траппов Сибирской платформы [Burgess, Bowring, 2015].

Петрохимическая характеристика

Кислые вулканиты. Преобладающее большинство исследованных образцов по классификационной диаграмме TAS соответствует кислым вулканическим породам нормальнощелочного и умеренно-щелочного ряда: дацитам и риолитам (рис. 5). Учитывая непрерывный ряд составов кислых вулканических пород от дацитов до риолитов, применительно к ним будет использоваться термин "риодациты". Исключение составляют верхние интервалы разрезов единичных скважин в центральной части Елизаровского прогиба, выделенные в отдельную группу "андезидациты", где значительная часть фигуративных точек на диаграмме отличается пониженным содержанием SiO₂, образуя непрерывный тренд от андезибазальтов к дацитам с преобладанием кислых пород в нижней части разрезов.

Кислые вулканиты относятся к калиевому типу шелочности, преобладающая часть изученных образцов отвечает высококалиевой серии, по [Le Maitre et al., 1989], при подчиненном количестве вулканитов умереннокалиевой серии. Содержания остальных петрогенных элементов в большинстве анализов стандартны для кислых вулканитов: TiO₂ <0.5%, Al₂O₃ = 10–15%, MgO <0.5%, MnO <0.2, FeO <5%, в ряде проб отмечаются повышенные содержания MgO, TiO₂, Fe O. C увеличением концентрации SiO₂ содержания остальных петрогенных оксидов закономерно уменьшаются. Концентрация СаО в большинстве анализов не превышает 1%, однако в отдельных случаях достигает 8%, что связано с развитием вторичных кальцита и сидерита. Средние и умеренно-кислые вулканиты отличаются от основной массы повышенным содержанием TiO₂ (0.5-1%), MnO (0.2-0.4%), FeO (5-10%) и MgO (0.4-0.6%).

<u>Породы основного состава</u> в изученных образцах из зоны сочленения Елизаровского прогиба и Сыньеганской террасы соответствуют базальтам нормальной щелочности. Из-за ограниченной выборки образцов более детально базальты не изучались.



Рис. 5. ТАЅ-диаграмма изученных вулканических пород [Петрографический ..., 2008]. 1 – Вынглорская котловина; 2 – Полуйский свод; 3 – Верхнеляминский вал (западная часть); 4 – Рогожниковское куполовидное поднятие, Рогожниковский вал; 5 – Елизаровский прогиб (центральная часть); 6 – Елизаровский прогиб (восточная часть); 7 – зона сочленения Елизаровского прогиба и Сыньеганской террасы; 8 – Сыньеганская терраса; 9 – Тундринская котловина.

Геодинамические обстановки формирования

<u>Кислые вулканиты.</u> Совокупность геохимических признаков и U—Pb возрастов кислых вулканитов указывает на их принадлежность к единому пермско-триасовому этапу магматизма и формирование в единой геодинамической обстановке постколлизионного рифтогенеза и связано с плавлением разогретой континентальной коры. С учетом современных представлений [Скляров и др., 2001; Короновский, Демина, 2011; Фролова, Бурикова, 1997; Практическая ..., 2017] на это указывает: 1) преобладание кислых вулканитов близких по составу и их повышенная щелочность; 2) реликтовые признаки надсубдукционных обстановок, преобладающих в герцинский этап на территории современной

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 2 2024

Западной Сибири — обеднение Та и Nb, обогащение Pb; 3) обогащение всеми несовместимыми элементами даже по сравнению с верхней континентальной корой (рис. 6). В риодацитах Тундринской котловины наблюдается обеднение средними и тяжелыми РЗЭ, что может свидетельствовать о примеси мантийных магм.

Вулканиты верхней части разреза единичных скважин центральной части Елизаровского прогиба, представленные андезидацитами, характеризуются более основным составом, и по распределению элементов-примесей отличаются от остальной массы, демонстрируя меньшее обогащение несовместимыми элементами в целом, а также максимум по Еu и Ba (рис. 7). Относительное обогащение Eu может быть связано с извержением



Рис. 6. Характерные мультиэлементные диаграммы для кислых вулканических пород различных районов территории исследования: редкоземельные элементы (а), элементы-примеси (б). Нормировано к хондриту C1 и примитивной мантии, по [Sun, McDonough, 1989] соответственно.

Разноцветные сплошные линии соответствуют различным районам территории исследования: 1 – Полуйский свод; 2 – Вынглорская котловина; 3 – Верхнеляминский вал (западная часть); 4 – Рогожниковское куполовидное поднятие, Рогожниковский вал; 5 – Елизаровский прогиб (центральная часть); 6 – Сыньеганская терраса; 7 – Тундринская котловина. Пунктирные линии соответствуют: 8 – верхняя кора; 9 – нижняя кора.



Рис. 7. Мультиэлементные диаграммы для вулканических пород центральной части Елизаровского прогиба: редкоземельные элементы (а), элементы-примеси (б). Нормировано к хондриту C1 и примитивной мантии, по [Sun, McDonough, 1989] соответственно.

Разноцветные сплошные линии соответствуют породам различного состава: 1 – андезидациты; 2 – риодациты. Пунктирные линии соответствуют: 3 – базальты океанических островов; 4 – верхняя кора; 5 – нижняя кора.

рестита со дна промежуточной магматической камеры, концентрирующего основной плагиоклаз, или с наложенной карбонатизацией.

<u>Породы основного состава.</u> Исследуемые базальтоиды также сформировались в обстановке внутриплитного континентального магматизма на рубеже перми и триаса, так как отмечается: преобладание умереннотитанистых толеитовых базальтов нормальной щелочности, наличие отрицательной Та–Nb аномалии, признаки умеренно обогащенного мантийного источника



Рис. 8. Характерные мультиэлементные диаграммы для базальтоидов восточной части Елизаровского прогиба: редкоземельные элементы (а), элементы-примеси (б). Нормировано к хондриту C1 и примитивной мантии, по [Sun, McDonough, 1989] соответственно.

Разноцветные сплошные линии соответствуют различным районам отбора проб: 1 — Елизаровский прогиб (восточная часть); 2 — зона сочленения Елизаровского прогиба и Сыньеганской террасы. Пунктирные линии соответствуют: 3 — обогащенные базальты срединных океанических хребтов; 4 — базальты океанических островов.

(рис. 8), а также близость концентраций большинства петрогенных и примесных элементов исследуемых базальтоидов к пермско-триасовым трапповым вулканитам Сибирской платформы [Альмухамедов и др., 2004]. Несмотря на отсутствие геохронологических определений, в пользу молодого пермско-триасового возраста базальтов свидетельствует относительно слабая степень вторичных изменений и отсутствие признаков деформаций. Отличительные особенности базальтов зоны сочленения Елизаровского прогиба и Сыньеганской террасы (высокая магнезиальность, относительное обеднение легкими РЗЭ, слабо выраженный максимум Eu), согласно этой модели, могут быть связаны с тем, что эти базальтоиды представляют собой кумуляты, сформировавшиеся при продолжительной дифференциации в промежуточном очаге.

Структурно-текстурные характеристики

<u>Кислые вулканиты.</u> При описании керна установлено большое разнообразие кислых лав по своим структурно-текстурным характеристикам. Встречены как порфировые, так и афировые разности, неполнокристаллические, с девитрифицированной основной массой. Разнообразие текстур обусловлено различными условиями кристаллизации магмы. Обнаружены однородные массивные текстуры (рис. 9а), образованные в статических условиях, флюидальные (см. рис. 9б), сформированные

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 2 2024

в процессе магматического течения, и перлитовые (см. рис. 9д), отличающиеся присутствием концентрических округлых или овальных (скорлуповатых) микротрещинок отдельности, образованных в результате отделения газовой фазы при быстром охлаждении. Вулканогенные обломочные породы кислого состава представлены преимущественно эксплозивными образованиями (туфами) (см. рис. 9е, 9ж) и реже эффузивнообломочными породами (лавобрекчиями). Туфы характеризуются чрезвычайным разнообразием, по размерности варьируя от пепловых до бомбово-лапиллиевых. По составу выделяются как витрокластические, так и литокластические, и кристаллокластические разности.

Породы основного состава. Базальты характеризуются весьма однообразными типами текстур и структур по сравнению с кислыми вулканическими породами. Они от зеленовато-серых до черных, массивные, порфировые, афировые или миндалекаменные (см. рис. 93).

Вторичные изменения

<u>Кислые вулканиты.</u> Все типы пермскотриасовых кислых вулканических пород, которые мы наблюдали в керне, подвержены вторичным изменениям (выщелачиванию, замещению вторичных минералов) разной степени интенсивности, порой полностью стирая их первичный облик (см. рис. 9в, 9г). По петрографическим

СМИРНОВА и др.



Рис. 9. Разнообразие вулканических пород, представленное в керне.

а—ж — породы кислого состава: а — лавы массивные, б — лавы флюидальные, в — лавы, подверженные вторичным изменениям, наиболее интенсивным вдоль серии вертикальных трещин вероятно контракционного происхождения, выполненных сидеритом и глинистыми минералами, г — лавы, подверженные вторичным изменениям: ожелезнению, замещениям основной массы породы вдоль трещин глинистыми минералами, д — лавы перлитовые, е — туфы пеплово-лапиллиевые; з — породы основного состава: базальтовые лавы массивные.

и геохимическим данным установлено, что в изученных породах наиболее распространена среднетемпературная пропилитовая ассоциация вторичных минералов согласно классификации метасоматитов [Граменицкий, 2012], которая включает: хлорит, кварц, альбит, карбонаты и глинистые минералы.

Детальные петрографические исследования также показали, что интенсивность постмагматических изменений напрямую зависит от первичных структурно-текстурных характеристик пород и их состава и является основным фактором, формирующим коллекторские свойства данных пород, поскольку происходят преобразования их минерального состава и структуры порового пространства.

Наиболее интенсивные постмагматические изменения происходят в породах с высокой первичной пористостью и трещиноватостью: 1) в туфах и 2) лавах, насыщенных пустотами и трещинами, образованными в результате их застывания. Благодаря наличию пор, миндалин, макро- и микротрещин в данных типах пород создаются благоприятные условия для циркуляции гидротермальных растворов и, в дальнейшем, на гипергенной стадии, воздействия экзогенных процессов.

<u>Породы основного состава.</u> Базальты вцелом характеризуются более интенсивными вторичными преобразованиями по сранению с породами кислого состава. Детально характер их вторичных изменений не изучался.

Выделенные петротипы кислых вулканитов и их комплексная характеристика

С учетом разнообразия всех структурных и текстурных особенностей кислых вулканогенных пород, а также вторичных изменений установлено 25 их петрографических разностей. Такое большое количество выделенных типов пород затрудняет их интерпретацию по геофизическим методам, включая каротажные методы, и не позволяет их использовать в дальнейшем при построении геологических моделей. Поэтому, по совокупности наиболее важных признаков (выраженность на каротажных кривых, структурно-текстурные особенности, степень вторичных изменений) петрографические разности пород сгруппированы в шесть результирующих петротипов: риодацитовые лавы, риодацитовые лавы, подверженные интенсивным вторичным изменениям (коры выветривания), риодацитовые лавы перлитовые, риодацитовые туфы лапиллиево-пепловые, риодацитовые туфы пеплово-лапиллиевые с обломками перлитовых

лав, а также андезидацитовые лавы. Собственно лавобрекчии в самостоятельный петротип в данной работе не выделялись (не стоит их путать с лавами, имеющих брекчиевидные текстуры в результате наложенной трещиноватости и интенсивных вторичных изменений по ослабленным зонам). Во-первых, лавобрекчии массивных и флюидальных риодацитов в изученных нами разрезах встречаются крайне редко и образуют маломощные (до 3 м) слои. Во-вторых, лавобрекчии подвержены различным вторичным изменениям, что их делает практически не различимыми на каротажных кривых с измененными риодацитовыми лавами. Наиболее часто встречаются брекчированные лавы с перлитовыми текстурами, но поскольку данный тип пород по ГИС практически не отличим от однородных перлитовых лав, данные разности пород отнесены к одному петротипу. Лавы с массивными и флюидальными текстурами также имеют одинаковый облик на каротажных кривых и петрофизические свойства.

Выделенные петротипы идентифицируются по нейтронному каротажу (NKT), сопротивлениям (BK), значениям объемной плотности пород (RHOB), а также по акустическому каротажу (DT). В зависимости от петротипа и степени вторичных преобразований объемная плотность кислых вулканитов находится в пределах 2.2–2.6 г/см³. Все петротипы по значениям плотности делятся на 2 большие группы: низкоплотные (в основном до 2.4 г/см³) и высокоплотные (более 2.4 г/см³).

Петротип 1. Риодацитовые лавы. К данному типу отнесены риодацитовые лавы с массивной и флюидальной текстурами (см. рис. 9а, 9б). Они обладают порфировой структурой с вкрапленниками плагиоклаза, калиевого полевого шпата, реже кварца (рис. 10а, 10б). Вкрапленники темноцветных минералов, присутствующие в подчиненном количестве, представлены амфиболом, реже биотитом, орто- и клинопироксеном. Содержание вкрапленников варьирует от единичных до 10–15%. Основная масса (в среднем около 80%) раскристаллизована в фельзитовый и гранобластовый агрегат, состоящий из разноразмерных (от 0.02 до 0.7 мм) ксеноморфных изометричных гранул кварца, содержание которых в среднем составляет около 70% от объема породы. И около 20% занимает тонкорассеянный глинистый материал.

На каротажных кривых риодацитовые лавы выделяются по относительно выдержанным и самым высоким в толще вулканитов значениям



Рис. 10. Фотографии петрографических шлифов выделяемых петротипов.

а – порфировые массивные риодациты; б – порфировые флюидальные риодациты; в – пелитизированный и карбонатизированный вкрапленник полевого шпата с пустотами вышелачивания в измененных риодацитах (прокрашенный шлиф); г – метасоматит по риодацитовым лавам. Основная масса и вкрапленники полевых шпатов подвержены интенсивным вторичным изменениям: хлоритизации, пелитизации, карбонатизации; д – перлитовые риодациты с вкрапленниками полевых шпатов. Перлиты округлые, размером 0.3-1.7 мм, сложены частично девитрифицрованным стеклом, а трещины, ограничивающие перлиты, выполнены кварцем, реже тонкозернистым агрегатом глинистых минералов или карбонатами; е – перлитовые риодациты с пустотами выщелачивания внутри перлитов. Трещины, ограничивающие перлиты, выполнены кварцем и тонкозернистым агрегатом глинистых минералов (прокрашенный шлиф); ж – перлит в основной массе риодацита, сложенной преимущественно кристаллами кварца. Перлитовая отдельность подчеркнута распространением глинистых минералов; 3 – риодацитовые кристаллолитовитрокластические пепловые туфы. Основная масса сложена тонкокристаллическими вторичными агрегатами кварца и глинистых минералов; и – риодацитовые кристалловитрокластические туфы. Основная масса сложена тонкокристаллическими вторичными агрегатами кварца и глинистых минералов. Пустоты приурочены к разрушенным фрагментам кристалло- и витрокластов (прокрашенный шлиф); к – литокласт перлитовых лав в риодацитовых туфах; л – риодацитовые туфы с обломками перлитовых лав. Пустоты приурочены к более перекристаллизованным и выщелоченным литокластам (прокрашенный шлиф); м – порфировые массивные андезидацитовые лавы. Основная масса и вкрапленники полевых шпатов интенсивно пелитизированы и замещены вторичными глинистыми минералами.



Рис. 11. Выраженность выделенных петротипов на каротажных кривых.

1-4 – риодациты: 1 – лавы массивные и флюидальные (петротип 1), 2 – коры выветривания (петротип 2), 3 – лавы перлитовые (петротип 3), 4 – туфы пепловые (петротип 4); 5 – туфы пепловолапиллевые (петротип 5); 6 – андезидациты: лавы массивные и флюидальные (петротип 6); 7 – терригенные породы (триас-юра).

нейтронного каротажа, радиоактивности, объемной плотности пород (более 2.4 г/см³) и сопротивлениям (более 15 Ом·м), а также по низким значениям акустического каротажа (рис. 11).

Петротип 2. Риодацитовые лавы, подверженные интенсивным вторичным изменениям (коры выветривания). В отдельный петротип были выделены сильно измененные риодацитовые лавы или коры выветривания (КВ) по риодацитовым лавам, контрастно отличающиеся от петротипа 1 более интенсивными преобразованиями, приводящими порой к практически полному затушевыванию первично-вулканической структуры и текстуры породы, поскольку КВ являются результатом воздействия и метасоматоза и гипергенных процессов (см. рис. 9в). Основная масса частично или нацело изменена и состоит, главным образом, из постмагматических минералов: кварца, бурых глинистых минералов, серого почти изотропного хлорита, бесцветного с перламутровыми интерференционными окрасками карбоната (см. рис. 10г). Преобладающие среди вкрапленников ПШ, часто полностью разложены, выщелочены, замещены серовато-бурыми глинистыми минералами (скорее всего, каолинитом и гидрослюдами) и зеленоватым хлоритом, иногда карбонатом (см. рис. 10в, 10г).

Многочисленные извилистые и ветвящиеся трещины заполнены кварцем, карбонатом и глинистыми минералами. Заполнение некоторых трещин обнаруживает зональность: краевые части сложены бурыми глинистыми минералами, а центральные выполнены кварцем. В расположении крупных трещин прослеживается ориентировка вдоль полос разного цвета в породе, возможно наследующих первичную флюидальность. Таким образом, большое количество разнонаправленных трещин и вторичные изменения, приуроченные к ним формируют вторичную брекчиевидную текстуру породы.

На каротажных кривых переход от относительно неизмененных разностей к измененным выражается в плавном изменении свойств: понижение значений нейтронного каротажа и сопротивления пород, повышение значений акустического каротажа (см. рис. 11). Плотность пород также плавно изменяется в большую или меньшую сторону (в зависимости от характера вторичных изменений и образованных минералов).

Петротип 3. Риодацитовые лавы перлитовые. Риодациты линзовидно-полосчатые, пятнистые, флюидальные с перлитовой текстурой (см. рис. 9д). Перлитовая текстура выражена наличием округлых и овальных сфер, размером от 0.2-0.3 до 1.5 мм, ограниченных концентрическими трещинами (см. рис. 10д-10ж). Вкрапленники полевых шпатов (до 10%) серицитизированы, пелитизированы, частично окварцованы. Структура основной массы от стекловатой аморфной до фельзитовой, гранобластовой разнокристаллической, сложена агрегатами кварца и микрочешуйчатыми буровато-зелеными глинистыми минералами, заполняющими перлиты. Пустотное пространство приурочено к внутренней части перлитов, реже к разрушенным вкрапленникам ПШ или концентрическим трещинам (см. рис. 10е).

Интервал перлитовых лав по каротажным кривым по сравнению с массивными и флюидальными лавами отличается повышенными значениями акустического каротажа, пониженными значениями объемной плотности пород, нейтронного каротажа и сопротивлений, хотя значения сопротивления в целом по разрезу все еще высокие (более 15 Ом·м) (см. рис. 11).

Петротип 4. Риодацитовые туфы лапиллиевопепловые. К данному типу относятся преимущественно пепловые с единичными литокластами и лапиллиево-пепловые туфы (см. рис. 9е). Содержание литокластов в породе уплощенной, округлой или овальной формы, представленных афировыми или флюидальными риодацитовыми лавами, редко достигает 25%.

Витрокласты неправильной формы, остроугольные, округлые, уплощенные, длиной до 0.5 мм, реже до 5 мм. Их количество в породе может достигать 80%. Кристаллокласты, содержание которых в породе достигает 15%, представлены единичными угловатыми зернами кварца и призматическими кристаллами полевых шпатов размерами до 3 мм. Зерна полевых шпатов часто пелитизированы и серицитизированы. Основная масса сложена слабо раскристаллизованным стеклом или тонко-микрогранобластовыми агрегатами кварца и буровато-серыми глинистыми минералами (см. рис. 103, 10и). Породы сильно пористые, пустоты приурочены к разрушенным фрагментам кристалло- и витрокластов (см. рис. 10и), в сильно измененном и перекристаллизованном матриксе возможны также каверны неправильной формы, размером до 8 мм, являющиеся результатом постмагматического выщелачивания.

Для данного петротипа характерны самые низкие, но выдержанные в слое, значения сопротивления (значения ВК до 10 Ом·м) и нейтронного каротажа, самые высокие значения проводимости пород (IK) и интервального времени прохождения упругих волн (DT) (см. рис. 11).

Петротип 5. Риодацитовые туфы пепловолапиллиевые с обломками перлитовых лав. Отличительной особенностью данного типа пород от лапиллиево-пепловых туфов является наличие в обломочной составляющей литокластов перлитовых риодацитов неправильной формы, количество которых может достигать 80% (см. рис. 9ж, 10к). Основная масса разнокристаллическая, неравномерно подвержена перекристаллизации, замещена глинистыми минералами, окварцована и пелитизирована. Пустотное пространство неравномерно распределено по основной массе, чаще приурочено к выщелоченным и перекристаллизованным кластам пород (см. рис. 10л), а также трещинам между крупными обломками. Связанные пустоты составляют более 15% объема породы.

Установлено, что наличие обломков перлитовых риодацитов способствует большей раскристаллизации пород. При небольшом количестве обломков или при наличии обломков риодацитов без перлитовых текстур (массивных, фюидальных), наблюдается более однородная, слабо и неравномерно раскристаллизованная основная масса, по структуре от тонко- до мелкокристаллической.

Отмечается закономерность: в интервалах, в которых наблюдается нефтенасыщение и соответственно свечение в УФ, границы обломков на фоне основной массы читаются плохо, так как их степень девитрификации и вторичные изменения одинаковые с вмещающей массой.

По своему выражению на каротажных кривых занимают промежуточное положение между лапиллиево-пепловыми туфами и перлитовыми лавами. Отличаются от петротипа 4 повышенными и невыдержанными значениями сопротивления (в среднем до 15 Ом·м), указывающие на структурную неоднородность данного интервала, а от петротипа 3, более низкими значениями сопротивлений и нейтронного каротажа (см. рис. 11).

Петротип 6. Андезидацитовые лавы. Андезидацитовые лавы, также как и риодацитовые, массивные и флюидальные с порфировой структурой. По сравнению с риодацитовыми лавами подвержены более интенсивным вторичным изменениям. Вкрапленники, представленные кристаллами полевого шпата, призматические, корродированные, интенсивно пелитизированы и замещены вторичными минералами. Основная масса фельзитовая, неравномерно гранобластовая, состоит из кварца, темно-бурых глинистых минералов, гидрослюд, хлорита, кальцита и сидерита (см. рис. 10м). Неоднородность строения основной массы выражена в неравномерном распределении вторичных минералов, образующих пятна и прожилки (см. рис. 9г).

Для андезидацитовых лав характерны высокая объемная плотность пород, а также очень выдержанные и относительно низкие значения радиоактивности, нейтронного каротажа и сопротивлений, сопоставимые со значениями в терригенных юрских породах (см. рис. 11).



Рис. 12. Результаты интерпретации каротажных и сейсмических данных.

а – схема корреляции; б – сейсмический разрез до интерпретации; в – сейсмогеологический разрез. Положение сейсмогеологического профиля отмечено на рис. 1.

1 — лавы массивные и флюидальные, 2 — коры выветривания, 3 — лавы перлитовые, 4 — туфы пепловые, 5 — туфы пеплово-лапиллевые, 6 — терригенные породы, 7 — разрывные нарушения, 8 — границы лавовых потоков.

Морфология вулканогенных тел, сложенных различными петротипами, по результатам комплексирования данных

Выделенные петротипы кислых вулканических пород слагают на сейсмических профилях обособленные тела, различающиеся по характеру сейсмической записи. Риодацитовые и андезидацитовые лавы образуют мощные покровы, прослеживающиеся на расстояния до 10 км, при этом мощность тел резко меняется по площади, уменьшаясь от 200 до 10 м (рис. 12). В разрезах скважин наблюдается наслаивание друг на друга нескольких лавовых тел, мощностью 10-30 м, поскольку в процессе извержения потоки, нередко следовали один за другим, налегая друг на друга. Лавы перлитовые образуют меньшие по протяженности тела (до 5 км), мощностью 10-50 м. В кровле пермско-триасового вулканического комплекса, а также внутри вулканогенной толщи, в кровле отдельных покровов лав распространены коры выветривания мощностью до 10-25 м. В отдельных разрезах скважин внутри толши встречается до 3-5 горизонтов кор выветривания (см. рис. 12). Эти прослои маркируют кровлю лавовых потоков, после извержения которых наступал достаточно длительный перерыв в излияниях. Туфы, в отличие от лав, слагают относительно маломощные горизонты (5-25 м, реже до 50 м), которые прослеживаются в пределах грабенообразной структуры через всю доступную для изучения территорию, охарактеризованную сейсмической съемкой (до 10 км и более). Лавы в значительной степени преобладают над туфами и средний коэффициент эксплозивности для изученной территории составляет 15%, что существенно ниже, чем в надсубдукционных обстановках (80–95%), и ниже, чем обычно в континентальных рифтах (40%) [Rittman, 1962].

Часто коры выветривания внутри вулканической толщи перекрываются непосредственно горизонтами туфов или сначала перлитовыми лавами, а затем туфами. Это отражает накопление флюидов в промежуточных магматических камерах и последующие мощные извержения пелейского или плинианского типов, сопровождающиеся излиянием кислых водонасыщенных лав и интенсивными эксплозиями пирокластического материала. Прослои вулканогенно-осадочных пород крайне редки и имеют мощность, как правило менее 1 м, что указывает на высокую интенсивность вулканизма и слабо расчлененный рельеф во время извержений, в связи с тем, что все локальные понижения заполнялись лавовыми и пирокластическими потоками.

Закономерности распространения и морфология тел, сложенных различными петротипами, указывают на наличие множественных локальных центров извержений, которые маркируются повышенной мощностью лав. Размер индивидуальных вулканических аппаратов составляет 1–5 км, что типично для современных кислых вулканических центров [Winter, 2014].

Коллекторские свойства выделенных петротипов

Строение вулканогенной толщи и распределение в ней определенных типов пород позволяет осуществить прогноз интервалов с наилучшими коллекторскими свойствами. Формирование коллекторов в вулканогенных образованиях весьма специфично и во многом зависит от первичных структурно-текстурных особенностей породы, а также от характера и степени вторичных изменений, которым подвержены все изученные кислые вулканиты.

Распределение ФЕС пород по петротипам показало, что наилучшими коллекторскими свойствами обладают вулканические разности с высокой первичной пористостью и подверженные более интенсивным вторичным изменениям. К таким породам относятся туфы и перлитовые лавы, а также измененные лавы в приповерхностных зонах потоков (КВ) (рис. 13).

Риодацитовые лавы перлитовые практически во всех изученных образцах имеют пористость более 15% и проницаемость до 10 мД, кроме сильно окварцованных разностей. Также высокой пористостью обладают риодацитовые туфы, но значения проницаемости у них ниже, чем у перлитовых лав при одинаковой пористости. Оба вышеописанных петротипа можно с уверенностью относить к коллекторам. На зависимости проницаемости от пористости риодацитовые и андезидацитовые лавы формируют общий тренд с пористостью в диапазоне 5–10% у первых и 10-15% у вторых. Повышенная пористость в андезидацитах объясняется их первичным составом, большим содержанием полевых шпатов, которые в первую очередь подвергаются вторичным процессам, в том числе и выщелачиванию. Андезидацитовые лавы в целом более изменены, чем риодацитовые. Проницаемость этих лав не превышает 0.1 мД. Вторично измененные риодацитовые и андезидацитовые лавы имеют сильный разброс ФЕС, которые зависят от степени и характера постмагматических изменений. Измененные лавы, подверженные интенсивным процессам выщелачивания имеют значительно



Рис. 13. Фильтрационно-емкостные свойства кислых вулканических пород. 1–4 – риодациты: 1 – лавы массивные и флюидальные (петротип 1), 2 – коры выветривания (петротип 2), 3 – лавы перлитовые (петротип 3), 4 – туфы пепловые (петротип 4); 5 – андезидациты: лавы массивные и флюидальные (петротип 6).

более высокие значения пористости и проницаемости, нежели окварцованные разности.

Основные характеристики выделенных 6 петротипов, включая фильтрационно-емкостные свойства приведены в сводной табл. 4.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В пределах Фроловской мегавпадины (центральная часть Западной Сибири) детально и комплексно изучены измененные кислые вулканиты (риолиты и дациты) из промежуточного структурного этажа. Посредством изучения, анализа и обобщения керновых, каротажных и сейсмических данных, а также с учетом материалов предшествующих исследований, установлено, что эти вулканиты повсеместно развиты в грабенообразных структурах, характеризуются близкими геохимическими характеристиками и морфологией залегания. Результаты определения изотопного возраста показали, что эти породы сформировались за относительно узкий временной диапазон от 254 ± 2 до 248.2 ± 1.3 млн лет, что соответствует рубежу перми и триаса. Геохимический состав указывает на приуроченность к посторогенному тектоно-магматическому этапу.

В результате проявления вторичных изменений в этих кислых вулканитах могут формироваться

ва влияют исходные структура и пустотность в породе, трещиноватость и интенсивность вторичных изменений. По комплексу петрографических и каротаж-

коллекторы. Выявлено, что на коллекторские свойст-

ных признаков, а также с учетом вторичных изменений, многообразие изученных кислых вулканитов сгруппировано в шесть ключевых петротипов. При этом выделенные петротипы заметно отличаются по коллекторским свойствам (пористость, проницаемость).

Выделенные петротипы по результатам интерпретации каротажных и сейсмических данных спрогнозированы в межскважинном пространстве. Установлены закономерности распространения и морфология тел, сложенных различными типами пород. Показано, что лавы образуют покровы, наслаивающиеся друг на друга и прослеживающиеся на расстояния от первых сотен метров до 10 км, при мощности 10-80 м. Туфы, в отличие от лав, слагают относительно маломощные горизонты (5-25 м) и имеют существенно большую протяженность, прослеживаясь на всей территории, охарактеризованной сейсмической съемкой в пределах грабенообразной структуры. В кровле пермско-триасового вулканического комплекса, а также внутри вулканогенной толщи, в верхах

Ÿ	Название петротипа	Структура	Текстура	Вторичные изменения	Пустоты	Кп, %	Кпр, мД
	Риодацитовые лавы	Порфировая. Основная масса фельзитовая и гра- нобластовая от микро- до крупнокристаллической	Массивная, флюидальная	<u>Незначительные:</u> замеще- ние глинистыми и кар- бонатными минералами, окварцевание	Редкие трещины, межкристаллические пустоты	4.5-13.4	0.001-0.24
2	Риодацитовые лавы, подверженные интенсивным вторичным изменениям (коры выветривания)	Основная масса неодно- родная, участками фель- зитовая и гранобластовая	Неоднород- ная, пятнистая, брекчиевидная, миндалекамен- ная	Очень интенсивные: вы- щелачивание, замеще- ние глинистыми и кар- бонатными минералами, окварцевание	Многочисленные тре- щины, пустоты выще- лачивания, каверны	7-24.3	0.004-0.3
S	Риодацитовые лавы перлитовые	Порфировая. Основ- ная масса от стеклова- той аморфной до фель- зитовой, гранобластовой разнокристаллической	Линзовидно- полосчатая, флюидаль- ная, пятнистая, перлитовая	<u>Интенсивные:</u> выщелачи- вание, замещение глини- стыми и карбонатными минералами, окварцевание	Концентрические ми- кротрещины, пустоты вышелачивания при- урочены к внутрен- ней части перлитов, разрушенным вкра- пленникам полевых шпатов	7-28.8	0.01-5.5
4	Риодацитовые туфы дапиллиево- пепловые	Пепловая, лапиллиево-пепловая	Однородная	Интенсивные: выщелачи- вание, замещение глини- стыми и карбонатными минералами, окварцевание	Пустоты выщелачи- вания приурочены к разрушенным фраг- ментам кристалло- и витрокластов	11.4–28.8	0.01-0.6
Ś	Риодацитовые туфы пеплово-лапиллиевые с обломками перли- товых лав	Пеплово-лапиллиевая	Неоднородная	Интенсивные: выщелачи- вание, замещение глини- стыми и карбонатными минералами, окварцевание	Пустоты распреде- лены неравномерно, приурочены к выще- лоченным и перекри- сталлизованным ли- токластам и трешинам		
9	Андезидацитовые лавы	Порфировая. Основная масса фельзитовая, нерав- номерно гранобластовая от микро- до крупнокри- сталлической.	Массивная, флюидальная, неоднородная, пятнистая	От интенсивных до очень интенсивных: выщелачи- вание, замещение глини- стыми и карбонатными минералами, окварцевание	Многочисленные трещины, пусто- ты выщелачивания, каверны	6–18.6	0.005-0.2

Таблица 4. Основные характеристики выделенных петротипов

272

СМИРНОВА и др.

отдельных лавовых тел, распространены коры выветривания, мощностью до 10–25 м. Предполагается, что такие коры выветривания маркируют длительные перерывы в извержениях.

Выявленные закономерности строения пермско-триасовых толщ кислых вулканитов позволяют достоверно прогнозировать интервалы с наилучшими фильтрационно-емкостными свойствами и, соответственно, повышать результативность разработки залежей углеводородов в этих породах.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы весьма признательны своим коллегам. внесшим свой значительный вклад при выполнении исследования: С.С. Гаврилову (ЗАО "МиМГО") за ценнейшие советы и критические замечания, Р.А. Гарипову, И.М. Гусеву, Я.Б. Талдыкину (ЗАО "МиМГО") за обсуждения результатов и помощь в оформлении материалов, М.Б. Аносовой, А.С. Красильникову, А.А. Майорову, А.О. Хотылеву (Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова) и И.В. Фелюкину (ИФЗ РАН) за участие в описаниях керна и петрографических исследованиях, обсуждениях материалов, А.С. Новиковой (ГИН РАН) за тщательную пробоподготовку каменного материала, коллективу НАЦ РН им. В.И. Шпильмана в г. Ханты-Мансийск за содействие в организации и участие в керновых исследованиях, в особенности О.В. Латыповой, П.А. Стулову, И.Б. Корепанову, а также А.И. Хисамутдиновой (ООО "ЛУКОЙЛ-Инжиниринг") за поддержку, рекомендации и советы.

Особая благодарность рецензентам за ценные замечания, которые позволили лучше структурировать и корректнее приподнести наши результаты.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Петрографические исследования выполнены в рамках Гостемы ИФЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кидра Н.П. Риолиты – составляющая часть триасового вулканогенноосадочного комплекса Западно-Сибирской плиты // Доклады Академии наук. 2000. Т. 371. № 2. С. 200-203.

Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Золотухин В.В. Вещественная эволюция пермотриасовых базальтов Сибирской платформы во времени и пространстве // Петрология. 2004. № 12. С. 339–353.

Архипов С.В., Замаруев Е.И., Хабарова Т.С. Характерные черты геологического строения и нефтенасы-

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 2 2024

щенности Рогожниковского месторождения // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО – Югры // Двенадцатая научно-практическая конференция. Ханты-Мансийск, 2009. Т. 1. С. 202–213.

Атлас "Геология и нефтегазоносность Ханты-Мансийского автономного округа" / Ред. Э.А. Ахпателов, В.А. Волков, В.Н. Гончарова и др. Екатеринбург: ИздатНаукаСервис, 2004. 148 с.

Беккина С.М. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности доюрского фундамента в пределах Широтного Приобья / Дисс. ... канд. геол.-мин. наук – 25.00.12. Уфа: СургутНИПИнефть, 2010. 149 с.

Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П. Палеозой и триас Западной Сибири (комплексные исследования) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1–2. С. 120–143.

Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Лукомская К.Г. К проблеме пермо-триаса Западной Сибири // Горные ведомости. 2009а. № 2. С. 6–17.

Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Лукомская К.Г. Проблемы палеозойско-мезозойского рубежа Западной Сибири в свете общей геодинамики // Горные ведомости. 20096. № 3. С. 6–19.

Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Алейников Е.А. и др. Типизация пермо-триасовых вулкано-тектонических депрессий и грабенов Западной Сибири // Горные ведомости. 2010. № 5. С. 6–33.

Вещественный состав пород фундамента территории XMAO. Тюмень: ОАО "СибНАЦ", 2004. 241 с.

Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:1000 000 (третье поколение). Западно-Сибирская серия. Лист Р-42-Ханты-Мансийск. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб. картфабрики ВСЕГЕИ, 2009. 266 с.

Голубева Е.А., Криночкин В.Г. Сейсмогеологическое строение доюрского основания Рогожниковской площади // Вестник недропользователя ХМАО. 2001. № 6. С. 36–45.

Граменицкий Е.Н. Петрология метасоматических пород. М.: Инфра-М, 2012. 20 с.

Денисов В.А., Зылева Л.И., Ковригина Е.К. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000 000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Лист Р-42. Ханты-Мансийск. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 343 с.

Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Писецкий В.Б. и др. Новые данные о строении фундамента Западно-Сибирской плиты // Литосфера. 2012а. № 4. С. 91–106.

Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Пономарев В.С. Вещественный состав и возраст гранитоидов из доюрского фундамента Красноленинского свода Западной Сибири (на примере Каменной площади) // Вестник Уральского отделения РМО. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. № 14. С. 54–63. Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Пономарев В.С. Возраст и состав гранитоидов из фундамента Красноленинского нефтегазоносного района (Западная Сибирь) // Изв. УГГУ. 2018. Вып. 2. № 50. С. 7–14.

Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Федоров Ю.Н. О возрасте гранитоидов Нялинской площади фундамента Западной Сибири. Ежегодник-2011 // Тр. ИГГ УрО РАН. 20126. Вып. 159. С. 207–210.

Иванов К.С., Коротеев В.А., Печеркин М.Ф. и др. История геологического развития и строение фундамента западной части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 4. С. 484–501.

Иванов К.С., Конторович В.А., Пучков В.Н. и др. Тектоника Урала и фундамента Западной Сибири: основные черты геологического строения и развития // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014. № 2. С. 22–35.

Запивалов Н.П. Нефтегазоносность фундамента Западной Сибири // Горные ведомости. 2004. № 3. С. 2–11.

Зубков М. Ю. Вторичные коллекторы тектоногидротермального происхождения в кровельной части доюрского комплекса Западно-Сибирской плиты и способы их прогноза // Геология нефти и газа. 2015. № 6. С. 78–95.

Каталог литолого-стратиграфических разбивок разрезов поисково-разведочных скважин. Ханты-Мансийский автономный округ / Ред. В.Ф. Гришкевич, Е.А. Тепляков. Ханты-Мансийск, 2000. Т. 1. 432 с.

Казаков А.М., Константинов А.Г., Курушин Н.И. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Триасовая система / Ред. А.М. Казаков. Новосибирск: СО РАН, филиал "ГЕО", 2002. 322 с.

Казанский А.Ю., Казанский Ю.П., Сараев С.В. и др. Граница перми и триаса в вулканогенно-осадочном разрезе Западно-Сибирской плиты по палеомагнитным данным (по материалам изучения керна Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 3. С. 327–339.

Киричкова А.И. Особенности литологии континентального триаса Западной Сибири // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т. 6. № 1. С. 1–28.

Клещев К.А., Шеин В.С. Перспективы нефтегазоносности фундамента Западной Сибири. М.: ВНИГНИ, 2004. 214 с.

Ковешников А. Е. Резервуары нефти и газа в доюрских образованиях Западно-Сибирской геосинеклизы // Известия Томского политехнического университета. 2011. Т. 319. № 1.

Конторович В.А. Сейсмогеологические критерии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 5. С. 538–547.

Коровина Т.А., Кропотова Е.П., Минченков Н.Н. и др. Доюрское основание (ПСЭ) в Западной Сибири — объект новых представлений на природу нефтегазоносности (из опыта исследований и практического освоения Ро-

гожниковского ЛУ) // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО – Югры // Двенадцатая научно-практическая конференция. Ханты-Мансийск, 2009. Т. 1. С. 214–218.

Короновский Н.В., Демина Л.И. Магматизм как индикатор геодинамических обстановок. М.: КДУ, 2011. 234 с.

Кос И.М., Белкин Н.М., Курышева Н.К. Сейсмогеологическое строение доюрских образований Рогожниковского лицензионного участка // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО – Югры // Седьмая научно-практическая конференция. Ханты-Мансийск, 2004. Т. 2. С. 153–163.

Кропотова Е.П., Коровина Т.А., Гильманова Н.В. и др. Условия формирования залежей углеводородов в доюрских отложениях на Рогожниковском лицензионном участке // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО – Югры // Десятая научно-практическая конференция. Ханты-Мансийск, 2007. Т. 1. С. 372–383.

Кузина М.Я., Коржов Ю.В., Исаев В.И. Геохимическое и литологическое обоснование концепции "главного источника" доюрских залежей нефти Красноленинского свода (Тюменская область) // Известия Томского политехнического университета. 2014. Т. 324. № 1. С. 32–38.

Лобова Г.А., Коржов Ю.В., Кудряшова Л.К. Генезис доюрских залежей нефти Рогожниковской группы месторождений по данным гравиразведки и геохимии (Тюменская область) // Известия Томского политехнического университета. 2014. Т. 324. № 1. С. 65–72.

Лобова Г.А., Исаев В.И., Кузьменков С.Г. и др. Нефтегазоносность коллекторов коры выветривания и палеозоя юго-востока Западной Сибири (прогнозирование трудноизвлекаемых запасов) // Геофизический журнал. 2018. Т. 40. № 4. С. 73–106.

Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Рейчов М.К. и др. Абсолютный возраст базальтов доюрского основания Западно-Сибирской плиты (по ⁴⁰Ar/³⁹Ar данным) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 6. С. 617–620.

Медведев А.Я. Пермотриасовый вулканизм Северо-Азиатского кратона (Западно-Сибирская плита и Тунгусская синеклиза): геохимия, петрология и геодинамика / Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук – 25.00.12. Иркутск: ИГХ СО РАН, 2004. 34 с.

Мещеряков К.А., Карасева Т.В., Кожанов Д.Д. и др. Триасовый нефтегазоносный комплекс — потенциальный объект для прироста ресурсной базы Западной Сибири // Вестник Пермского университета. Геология. 2019. Т. 18. № 1. С. 73–78.

Недропользование в Ханты-Мансийском автономном округе – Югре в 2021 году. Ханты-Мансийск, 2022. 242 с.

Москвин В.И., Данилова В.П., Костырева Е.А. и др. Источники нефти в залежах Шаимского нефтегазоносного района Западной Сибири // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 6. С. 730–741.

Нежданов А.А. Сейсмогеологический анализ нефтегазоносных отложений Западной Сибири для целей прогноза и картирования неантиклинальных ловушек и залежей УВ / Дисс. ... доктора геол.-мин. наук – 25.00.12. Тюмень, 2004. 371 с.

НСАМ 439-РС. Определение фтора, натрия, магния, алюминия, кремния, фосфора, калия, кальция, скандия, титана, ванадия, хрома, марганца, железа, кобальта, никеля, стронция, циркония, ниобия в горных породах, рудах и продуктах их переработки рентгеноспектральным флуоресцентным методом. М.: ВИМС, 2015.

НСАМ 499-АЭС/МС. Определение элементного состава горных пород, почв, грунтов и донных отложений атомно-эмиссионным с индуктивно связанной плазмой и масс-спектральным с индуктивно связанной плазмой методами. М.: ВИМС, 2015.

ОСТ 41–08–205–04. Управление качеством аналитических работ. Методики количественного химического анализа. Разработка, аттестация, утверждение. М.: ВИМС, 2004. 105 с.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / Издание второе, переработанное и дополненное. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.

Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 197 с.

Породы горные. Методы определения коллекторских свойств. ГОСТ 26450.0–85 – ГОСТ 26450.2–85 / Сборник ГОСТов. М.: Издательство стандартов, 1985.

Практическая петрология: методические рекомендации по изучению магматических образований применительно к задачам госгеолкарт / Ред. М.В. Наумов, Е.А. Кухаренко, А.Е. Костин, Д.Н. Ремизов. СПб.: ВСЕГЕИ, 2017. 168 с.

Решение 5-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины / Ред. И.И. Нестеров, В.С. Бочкарев, Ю.В. Брадучан и др. Тюмень: ЗапСибНИИГНИ, 1991. 54 с.

Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири / Ред. Ф.Г. Гурари, Н.К. Могучева, Б.Н. Шурыгин и др. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. 114 с.

Сараев С.В., Батурина Т.П., Травин А.В. Петрология, седиментология, геохимия и абсолютный возраст осадочно-вулканогенных отложений триаса на юго-западе Западно-Сибирской геосинеклизы (Курганская область) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 8. С. 1107–1128.

Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.П. и др. Интерпретация геохимических данных. М.: Интермет-Инженеринг, 2001. 288 с. *Сурков В.С., Жеро О.Г.* Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.

Тугарева А.В., Чернова Г.А., Яковлева Н.П. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности доюрских отложений центральной части Западно-Сибирской плиты // Нефть и газ. 2017. № 5. С. 58–66.

Триас Западной Сибири (материалы к стратиграфическому совещанию по мезозою Западно-Сибирской плиты) / Сборник научных трудов / Ред. А.М. Казаков. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2001. 226 с.

Фомин А.Н. Катагенез органического вещества и нефтегазоносность мезозойских (юра, триас) и палеозойских отложений Западно-Сибирского мегабассейна / Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук – 25.00.12. Новосибирск, 2005. 30 с.

Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: МГУ, 1997. 320 с.

Хотылев А.О., Майоров А.А., Худолей А.К. и др. Гранитоидные массивы Красноленинского свода в Западной Сибири: состав, строение, возраст и условия формирования // Геотектоника. 2021. № 2. С. 70–93.

Хромова И.Ю., Кунин К.Н., Кащеев Д.Е. и др. Создание модели продуктивности отложений доюрского комплекса на одном из месторождений Западной Сибири // Доклад для Российской нефтегазовой технической конференции SPE 26–28 октября 2015 г. М.: SPE, 2015. 17 с.

Чирков Л.В., Коровина Т.А., Кропотова Е.П. и др. Детальное обоснование возраста рогожниковской серии пермотриаса Ханты-Мансийского района Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции // Горные ведомости. 2016. № 3-4. С. 86-93.

Шадрина С.В. К вопросу о геодинамической обстановке образования магматитов Рогожниковского ЛУ по новым геохимическим данным // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО – Югры // Двенадцатая научно-практическая конференция. Ханты-Мансийск, 2009. Т. 1. С. 219–223.

Шадрина С.В., Крицкий И.Л. Формирование коллекторов в вулканогенных породах под влиянием гидротермальных растворов // Нефтяное хозяйство. 2012. № 8. С. 18–21.

Шадрина С.В. Состав, строение, возраст пород доюрского основания северо-восточного обрамления Красноленинского свода // Геология нефти и газа. 2018. № 4. С. 27–33.

Шкутова О.В. Схема вещественного состава фундамента Западно-Сибирской низменности (в границах Тюменской области) // Труды ЗапСибНИГНИ. 1970. Вып. 17. С. 10–17.

Шустер В.Л. Нефтегазоносность палеозойского фундамента Западной Сибири // Георесурсы, геоэнергетика, геополитика. 2010. № 2. С. 1–20. Яковлева Н.П., Чернова Г.А., Мороз М.Л. Залежи нефти и газа в вулканогенных пермско-триасовых отложениях западной части ХМАО – Югры // Новые идеи в геологии нефти и газа – 2017 // Материалы международной научно-практической конференции. М., 2017. С. 419–423.

Burgess S.D., Bowring S.A. High-precision geochronology confirms voluminous magmatism before, during, and after Earth's most severe extinction // Science Advances. 2015. V. 1. \mathbb{N}_{2} 7. 14 p.

Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A.J. et al. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell: Oxford, 1989. 193 p.

Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V. et al. Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: An extension of the Permo-Triassic Traps // Lithos. 2005. V. 79. P. 425–452.

Rittman A. Volcanoes and their activity. N. Y.: John Wiley & Sons, 1962. 305 p.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the oceanic basins / Eds A.D. Saunders, M.J. Norry // Geological Society. London. 1989. V. 42. P. 313–345.

Vyssotski A.V., Vyssotski V.N., Nezhdanov A.A. Evolution of the West Siberian Basin // Marine and Petroleum Geology. 2006. V. 23. P. 93–126.

Winter J.D. Principles of igneous and metamorphic petrology / Second edition. Pearson Education Limited. Harlow, UK, 2014. 738 p.

Westphal M., Gurevitch E. L., Samsonov B. V. et al. Magnetostratigraphy of the lower Triassic volcanics from deep drill SG6 in western Siberia: evidence for long-lasting Permo-Triassic volcanic activity // Geophys. J. Int. 1998. N° 134. P. 254–266.

STRUCTURE, ROCK TYPES AND RESERVOIR PROPERTIES OF ALTERED PERMIAN-TRIASSIC RHYODACITES IN THE GRABENS OF THE FROLOVSKAYA MEGADEPRESSION IN WESTERN SIBERIA

M. E. Smirnova^{1, *}, I. V. Panchenko¹, P. Y. Kulikov¹, A. V. Latyshev^{2, 3}, A. I. Tokmakova¹, J. I. Trushkova¹, E. E. Sapogova¹, A. A. Bakulin⁴, V. D. Shmakov⁴

 ¹CJSC MiMGO, Shosse Entuziastov, 21, Moscow, 111123 Russia
²Geological Faculty, Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory, 1, Moscow, 119991 Russia
³Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences,

Bolshaya Gruzinskaya str., 10, bld. 1, Moscow, 123242 Russia

⁴LLC "NK "Ugranefteprom", Pokrovsy bulvar, 3, bld. 1A, Moscow, 109028 Russia

*e-mail: maria_smirnova89@mail.ru

This article presents results of the comprehensive study (composition, reservoir properties, geophysical parameters and age) of altered felsic volcanic rocks (rhyolites, dacites) associated with the Permian-Triassic intermediate structural level of the West Siberian. As a result of secondary alteration, oil and gas reservoirs can form in these volcanic rocks. Taking into account their occurrence depth (more than 2 km), they are available for study only from core and geophysical data. Based on the results of core studies, 25 petrographic varieties of felsic volcanics were established. The combination of such features as 1) structural and textural features, 2) degree of secondary alteration, and 3) peculiarities of logging curves made it possible to group these numerous petrographic varieties into six key rock types. At the same time, the distinguished rock types are characterized by different reservoir properties (porosity, permeability). All 443 samples representing various rock types are characterized by similar geochemical composition, and the U-Pb ages obtained by the zircons $(254 \pm 2 - 248.2 \pm 1.3 \text{ Ma})$ indicate that the studied felsic volcanics belong to a single tectonic-magmatic stage at the Permian-Triassic boundary. According to seismic data, it was revealed that within the Frolovskaya megadepression (the central part of Western Siberia), the studied volcanic rocks are distributed within grabens. In particular, the boundaries of a relatively large (70 km wide and 200 km long) graben-like Rogozhnikov-Nazym structure were adjusted, and several similar, but smaller structures were identified. A comprehensive analysis of core, log and seismic data made it possible to determine the morphology and spatial relationships of volcanic bodies composed of various types of felsic volcanic rocks, providing the basis for predicting intervals of the section with the best reservoir properties.

Keywords: Intermediate structural level, oil reservoir, rhyolite, dacite, secondary alteration, weathering crust, Permian-Triassic boundary, graben.