

КОЛЬСКИЙ
НАУЧНЫЙ
ЦЕНТР



ТехноИнфо
Технологии открытых

при финансовой поддержке

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ

Материалы XXXVI молодежной научной школы-конференции,
посвященной памяти чл.-корр. АН СССР К. О. Кратца
и акад. РАН Ф. П. Митрофанова

22-27
СЕНТЯБРЯ
2025
АПАТИТЫ



Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Геологический институт Кольского научного центра Российской академии наук

Российское минералогическое общество, Кольское отделение

Совет молодых учёных и специалистов ГИ КНЦ РАН

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ

*Материалы XXXVI молодёжной научной школы-конференции, посвященной памяти
чл.-корр. АН СССР К. О. Кратца и акад. РАН Ф. П. Митрофанова*

Апатиты, 22–27 сентября 2025 г.

Апатиты
Издательство Кольского научного центра
2025

УДК 55 + 552.11 + 550.9 + 502

ББК 26.3

А43

А43 **Актуальные** проблемы геологии, геофизики и геоэкологии. Материалы XXXVI молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти чл.-корр. АН СССР К. О. Кратца и акад. РАН Ф. П. Митрофанова. Апатиты, 22–27 сентября 2025 г. — Апатиты : Издательство Кольского научного центра, 2025. — 107 с.

ISBN 978-5-91137-548-5

Сборник представляет собой материалы XXXVI молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К. О. Кратца и академика РАН Ф. П. Митрофанова. Статьи подготовлены молодыми учеными из академических, образовательных и производственных учреждений Апатитов, Санкт-Петербурга, Петрозаводска, Москвы, Казани, Твери, Архангельска, Сыктывкара, Новосибирска, Томска, Черноголовки, Иркутска. В сборнике отражены результаты исследований в области геологии, петрологии, геохимии, геохронологии, минералогии, кристаллохимии, науки о полезных ископаемых, геофизики и геоэкологии. Публикация рассчитана на широкий круг студентов, аспирантов и специалистов в области геологии, геофизики и геоэкологии. Тезисы докладов представлены в авторской редакции.

**УДК 55 + 552.11 + 550.9 + 502
ББК 26.3**

Научное издание

Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии. Материалы XXXVI молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти чл.-корр. АН СССР К. О. Кратца и акад. РАН Ф. П. Митрофанова. Апатиты, 22–27 сентября 2025 г.

Технический редактор В. Ю. Жиганов

Подписано в печать 16.09.2025. Формат бумаги 60×84 1/8.
Усл. печ. л. 12,44. Заказ № 68. Тираж 300 экз.

Федеральный исследовательский центр «Кольский научный центр РАН».
184209, Апатиты, Мурманская область, ул. Ферсмана, 14.
Отпечатано в Федеральном исследовательском центре «Кольский научный центр РАН».

ISBN 978-5-91137-548-5
doi:10.37614/978.5.91137.548.5

© Коллектив авторов, 2025
© Совет молодых учёных и специалистов ГИ КНЦ РАН, 2025
© Российское минералогическое общество, Кольское отделение, 2025
© Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
© Геологический институт Кольского научного центра Российской
академии наук, 2025

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
<i>Агапова А.В.</i>	6
Предисловие	6
Кристаллохимия природных и синтетических молибдатов урана	7
<i>Адамская П.Н., Слуковский З.И.</i>	9
Минеральные включения в гранитоидах района озера Портлубол (Север Мурманской области)	9
<i>Кревсун Д.А., Багдасарян Т.Э., Веселовский Р.В., Чистякова А.В.</i>	12
Термальная эволюция интрузивных тел Фенноскандинавского щита: данные трекового датирования апатита	12
<i>Байкина А.С., Борисов А.С., Сайдра О.И., Задоя А.И.</i>	13
Эволюция гёргейита $K_2Ca_5(SO_4)_6 \cdot H_2O$ в широком диапазоне температур и давлений	13
<i>Васильев С.С., Конышев А.А., Аносова М.О., Ковалчук Е.В.</i>	16
Слюды высокодифференцированных гранитов Салминского анортозит- рапакивигранитного комплекса: микроэлементный состав, петрологические следствия	16
<i>Гойчук О.Ф., Коноплёва Н.Г., Пахомовский Я.А.</i>	19
Морфология нефелина в породах Хибинского щелочного массива	19
<i>Григорьева В.М., Перчук А.Л., Козловский В.М., Зиновьева Н.Г.</i>	23
Контрастный метаморфизм метабазитов острова Кемь-Луды, Беломорский подвижный пояс	23
<i>Гусарова Д.С., Яблонская Д.А., Филатова О.Р., Пацаева С.В.</i>	24
«Геохимические индикаторы антропогенного воздействия на воды родников Щелковского городского округа Московской области	24
<i>Драздова А.В., Рудько С.В., Шацилло А.В., Латышева И.В., Рудько Д.В., Федюкин И.В.</i>	26
Условия образования венчающих доломитов Патомского нагорья на основании изучения распределения примесных элементов	26
<i>Дробинина Е.В., Белкин П.А., Ушакова Е.С.</i>	29
К вопросу изучения условий аккумуляции донных отложений на территории долговременного складирования отходов	29
<i>Жданова Л.Р.</i>	32
Высокотемпературная кристаллохимия безводных экскалиационных сульфатов	32
<i>Игнатьев Я.А.</i>	35
Палеогеографические условия безымянного озера в районе поселка Сикопохья по данным диатомового анализа	35
<i>Иванов А.Г., Гоев А.Г., Зуева И.А.</i>	38
Обзор современных представлений о глубинном строении Фенноскандинавского щита (Карелия) по комплексу геолого-геофизических данных	38

<i>Казакова А.А., Алферьева Я.О., Щекина Т.И., Душенко Н.В.</i>	Определение растворимости воды во фторсодержащих расплавах методами ИК- и КР- спектроскопии	39
<i>Каримова А.А., Борняков С.А.</i>	Закономерности деформационной динамики разрывно-блоковой структуры сдвиговой зоны (метод физического моделирования)	41
<i>Коваленко Е.В., Скублов С.Г., Гусев Н.И.</i>	Тетрадный эффект в распределении REE в цирконах из лейкогранит-порфиров Алакинского массива (Горный Алтай) как показатель рудообразующих процессов	42
<i>Коваленко Н.А., Толстобров Д.С.</i>	Вертикальные движения земной поверхности северо-восточной Фенноскандии в голоцене	45
<i>Кузина Д.М., Юсупова А.Р., Хэ П.</i>	Особенности вещественного состава и генетические особенности осадков озер Большое Миассово и Малое Миассово (Южный Урал, Россия)	47
<i>Леонова М. А.</i>	Поиск альтернативных методов обнаружения следов глобальных метеоритных событий в осадочных последовательностях (взгляд со стороны петромагнетизма)	49
<i>Лукошкова А.А., Яковлев Е.Ю., Орлов А.А., Липкина А.Е., Быков В.М.</i>	Стронций-90 в торфяной залежи мерзлого болота островной территории Российской Арктики	52
<i>Машина Е.В.</i>	Минеральная составляющая холелитов	55
<i>Мороз А.Н.</i>	Проблемы отображения палеонтологических объектов в рисунках в полевых дневниках	57
<i>Ощепкова А.В., Полетаева В.И., Мазухина С.И., Долгих П.Г., Пастухов М.В.</i>	Моделирование форм нахождения элементов в водной экосистеме реки Вихорева при антропогенной нагрузке	58
<i>Переплеткин И.А., Захарова О.А.</i>	База алгоритмов вероятностной оценки ресурсной базы объектов различного генезиса	61
<i>Пимишин И.Д., Сийдра О.И.</i>	Синтез и кристаллическая структура нового минералоподобного оксосульфата $K_3Na[Cu_{10}O_4](SO_4)_8$	65
<i>Попова Е.А., Купцова А.В., Свешников Н.А.</i>	Особенности изучения флотационных концентратов, содержащих тонкое свободное золото	66
<i>Сальная Н.В., Ростовцева Ю.В., Коиава К.П., Кудашин А.С.</i>	Проблемы и перспективы изучения миоценовых пород Восточного Паратетиса: магнитостратиграфические исследования разреза Уджарма (Грузия)	69
<i>Селиванова Е.А., Пахомовский Я.А., Забавчик Н.И., Лялина Л.М.</i>	Накарениобсит-(Се) из Ловозерского массива, Кольский полуостров	71
<i>Слепенкова А.Б., Баданина Е.В.</i>	Включения минералообразующих сред в берилле из грейзена в амазонитовых гранитах Орловского массива, Восточное Забайкалье	75

<i>Соктоев Б.Р., Арбузов С.И.</i>	Влияние вулканизма на формирование геохимических особенностей углей месторождений юго-восточной части Иркутского угольного бассейна (по данным изучения тонштейнов)	78
<i>Соловьева А.Н.*, Зозуля Д.Р.</i>	Уэклилдит-(Се) в ассоциации с монацитом-(Се) из гидротермальных гематитовых жил аметистового месторождения Мыс Корабль, Кольский п-ов	80
<i>Софронова С.М., Круглова М.С.</i>	Экспериментальное моделирование фосфатного геохимического барьера для предотвращения распространения урана из техногенных источников	83
<i>Степанов К.М., Шацкий А.Ф.</i>	Экспериментальное исследование доломита с клинопироксеном в системах $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 \pm \text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \pm \text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ при 3-6 ГПа	85
<i>Сучков Д.В.</i>	Утилизация гипсодержащих отходов минерально-сырьевого комплекса ...	88
<i>Ушакова С.А., Сафонов О.Г., Козловский В.М., Яласкуорт В.О.</i>	Физико-химические условия и модели образования эндербитов и лейкогранитов массива Поньгома-Наволок, Карелия: результаты петролого-геохимического и экспериментального исследований	90
<i>Фатеева А.А., Степанова А.В., Ерофеева К.Г.</i>	Палеопротерозойские гранитоиды в восточной части Беломорской провинции: состав и оценка возраста	91
<i>Филатова О.Р., Лубкова Т.Н., Яблонская Д.А.</i>	Моделирование состава дренажных вод в зоне развития медно-порфирового оруденения	92
<i>Хомматлиев Г.Б., Полетаева В.И., Пастухов М.В.</i>	Динамика концентраций микроэлементов в воде истока р. Ангары	96
<i>Юричев А.Н.</i>	К вопросу генезиса акцессорного медистого золота в подиформных хромититах	99
<i>Юсупова А.Р.</i>	Особенности вещественного состава и генетические особенности осадков озер Большое Миассово и Малое Миассово (Южный Урал, Россия)	102
<i>Яковлев Е.Ю., Дружинина А.С., Дружинин С.В.</i>	Качество подземных вод Ленинградской области и южной части Республики Карелия	104

ПРЕДИСЛОВИЕ

Конференция молодых ученых, посвященная памяти члена-корреспондента АН СССР К. О. Кратца и академика РАН Ф. П. Митрофанова, по традиции проводится ежегодно в разных городах Северо-Запада России, начиная с 1985 года. Инициатором и учредителем конференции является академик Ф. П. Митрофанов, заслуженный геолог России (2011), лауреат Государственной премии Российской Федерации в области науки и технологий за научное обоснование и открытие крупных месторождений платино-палладиевых руд на Кольском полуострове (2011). Особенностью конференции является то, что она проводится под эгидой Советов молодых ученых научных организаций поочередно в Апатитах (на базе ГИ КНЦ РАН), Петрозаводске (ИГ КарНЦ РАН) и Санкт-Петербурге (ИГТД РАН).

В настоящее время особую важность приобретают исследования в области стратегических видов минерального сырья, без прироста запасов которого невозможно перспективное устойчивое развитие России. В докладах будут рассмотрены сообщения о ранее неизвестных рудопроявлениях и точках минерализации. Особое внимание уделено проблемам геоэкологии. Изучение всех этих вопросов играет важную роль в обеспечении стратегической безопасности и развитии минерально-сырьевой базы нашей страны в будущем. Опыт проведения подобных конференций показывает, что они плодотворны для роста квалификации молодых исследователей, расширяют круг их научных интересов. Важнейшим результатом ежегодных встреч стало создание молодежных творческих коллективов из различных городов, включающих специалистов в различных областях наук о Земле. Ежегодное издание трудов и проведение конференции способствует росту квалификации кадров в академических институтах, вузах и производственных организациях в сфере рационального природопользования. Авторы лучших докладов награждаются дипломами конференции и ценными призами. В ходе конференции запланированы полевые экскурсии по уникальным геологическим объектам Кольского полуострова и посещение Музея геологии и минералогии им И. В. Белькова ГИ КНЦ РАН.

*Н. Е. Козлов, доктор геолого-минералогических наук,
профессор, директор Геологического института КНЦ РАН*

КРИСТАЛЛОХИМИЯ ПРИРОДНЫХ И СИНТЕТИЧЕСКИХ МОЛИБДАТОВ УРАНА

Природные молибдаты урана образуются в зонах окисления уран молибденовых месторождений. Их изучение является важной минералогической задачей. Для некоторых из них до сих пор не определена кристаллическая структура. С другой стороны молибдаты урана образуются в отработавшем ядерном топливе. В отличии от большинства соединений урана они мало или совсем не растворимы в воде, а значит могут служить естественным контейнером для миграции радионуклидов. Нельзя не отметить и интерес к кристаллохимии молибдатов урана вызванный широкой вариативностью координации урана и молибдена, и гибкостью связок U-O-Mo.

Целью настоящей работы является изучение кристаллохимических особенностей природных и синтетических молибдатов шестивалентного урана. Объекты исследования: минералы моурит, иригинит, умохонит и ряд синтетических уранил молибдатов цезия и рубидия.

Синтетические фазы получены гидротермальным методом и методом высокотемпературного твердофазного синтеза. Помимо аналогов моурита и умохонита нами синтезировано четыре новых соединения и ряд соединений, описанных в литературе ранее: $Rb_2[(UO_2)_2(MoO_4)_3]$, $Rb_2[(UO_2)_2(MoO_4)_4O_2]$, и UO_2MoO_4 . Нередко в продуктах синтеза отмечалась либо смесь нескольких фаз, либо смесь уранил молибдатов и рентгеноаморфных масс. В качестве примесной фазы чаще всего выступает UO_2MoO_4 , а при высоких концентрациях уранил нитрата - одна из полиморфных модификаций U_3O_8 .

В кристаллической структуре $Na_2Rb_8[(UO_2)_8O_8(Mo_5O_{20})]$ (рис.1) выделяются двухэтажные слои, построенные при объединении слоев $[(UO_2)_2O_2(MoO_5)]^{6-}$ через тетраэдры MoO_4 . Между слоями располагаются позиции щелочных катионов. Слои $[(UO_2)_2O_2(MoO_5)]^{6-}$ ранее описаны в структурах $Cs_2Na_8[(UO_2)_8O_8(Mo_5O_{20})]$ (Nazarchuk et al., 2009) и $Ag_{10}[(UO_2)_8O_8(Mo_5O_{20})]$ (Krivovichev and Burns, 2003).

Кристаллическая структура $[Rb_4Na_2][(UO_2)_3(MoO_4)_4(Mo_2O_8)]$ (рис.2) является новым структурным типом. Уран располагается в пентагональной и тетрагональной дипирамиде, а молибден в искаженной пирамиде и тетраэдре. Два полизэдра UO_7 объединяясь по ребру образуют димер U_2O_{12} . Две искаженные тригональные пирамиды MoO_5 , также объединяясь по ребру образуют димер Mo_2O_8 . Димеры U_2O_{12} и Mo_2O_8 объединяясь между собой по ребрам слагают цепочки $[(UO_2)_2O_4(Mo_2O_8)]^{8-}$. Полизэр UO_6 и четыре тетраэдра MoO_4 объединяясь по вершинам образуют комплекс $[(UO_2)(MoO_4)]^{6-}$. Такие комплексы впервые описаны в структурах $M_6[(UO_2)(MoO_4)_4]$ ($M = Cs, Rb$) (Krivovichev and Burns, 2002). Цепочки $[(UO_2)_2O_4(Mo_2O_8)]^{8-}$ и островные комплексы $[(UO_2)(MoO_4)]^{6-}$ объединяясь по вершинам образуют слои $[(UO_2)_3(MoO_4)_4(Mo_2O_8)]^{6-}$. Между слоями располагаются позиции щелочных катионов.

Еще одним примером нового структурного типа является соединение $[Rb_2Na_2][(UO_2)_6(MoO_4)_8](H_2O)$ (рис.3). Его структура представляет собой каркас, построенный при объединении полизэдов урана и молибдена по вершинам. В каркасе выделяются две системы каналов, в которых располагаются позиции щелочных металлов. Каркас может быть построен из цепочек $[(UO_2)(MoO_4)_3]^{4-}$ объединённых полизэдрами UO_7 .

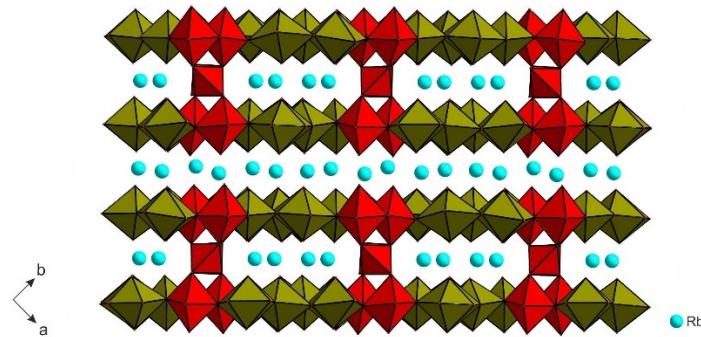


Рис. 1. Кристаллическая структура $Na_2Rb_8[(UO_2)_8O_8(Mo_5O_{20})]$

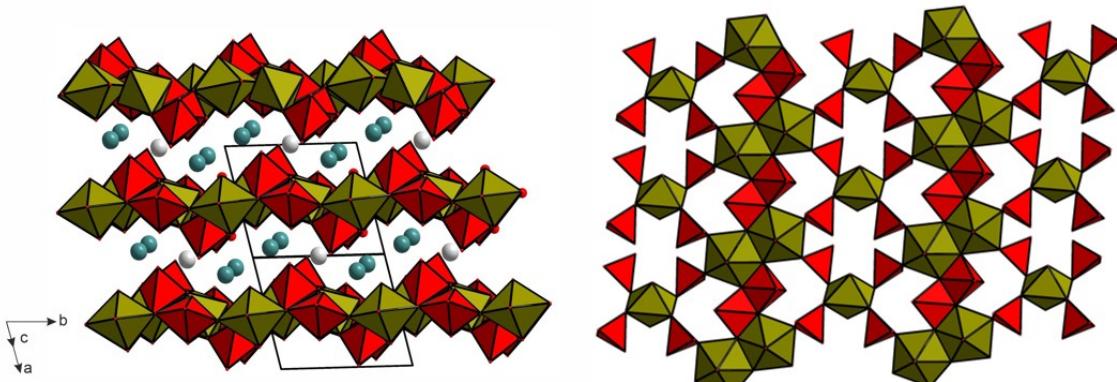


Рис. 2. Кристаллическая структура $[Rb_4Na_2][(UO_2)_3(MoO_4)_4(Mo_2O_8)]$

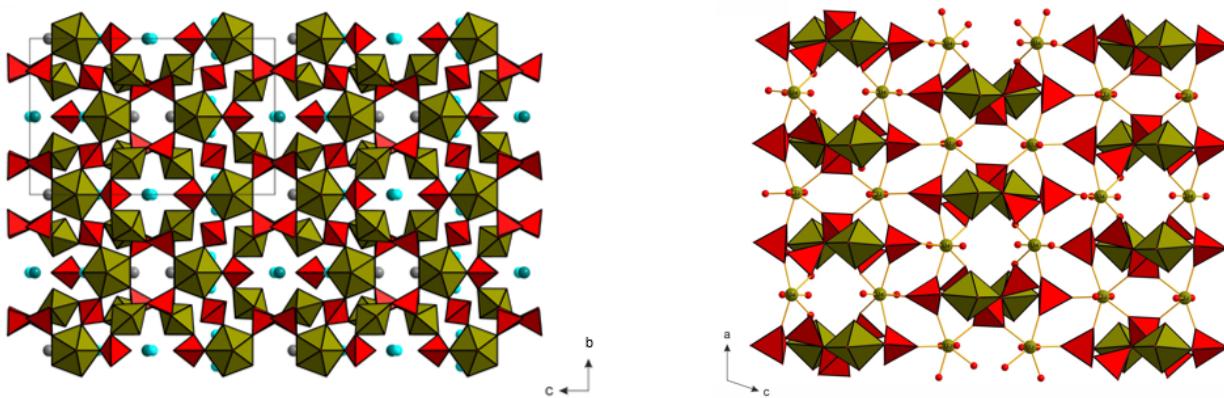


Рис. 3. Кристаллическая структура $[Rb_2Na_2][(UO_2)_6(MoO_4)_8](H_2O)$

Наиболее топологически сложная структура характерна для соединения $Cs_7Rb_7[(UO_2)_{16}O_{13}(MoO_5)_5](H_2O)_5$ (рис.4). Структура имеет слоистый молив, между слоями располагаются позиции щелочных металлов и молекул воды. В слое уранил ион имеет два типа координации: тетрагональную и пентагональную дипирмиду, молибден координирован пятью кислородами с образованием искаженной пирамиды. В плоскости слоя отмечается два типа каналов. Слои построены из лен расположенных в шахматном порядке.

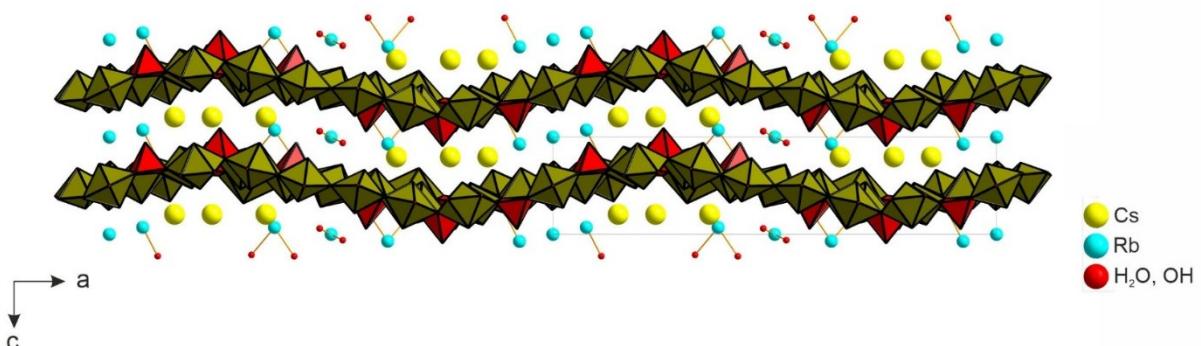


Рис. 4. Кристаллическая структура $[Rb_2Na_2][(UO_2)_6(MoO_4)_8](H_2O)$

В рамках настоящего исследования, на синтетических образцах, была решена структура моурита, $[(UO_2)Mo_5O_{14}(OH)_4](H_2O)_2$, а в структуре иригинита, $[(UO_2)Mo_2O_7(H_2O)_2](H_2O)$, локализованы атомы водорода. В кристаллической структуре моурита катион урана координируется в экваториальной плоскости шестью атомами О. Атомы Mo координированы с образованием октаэдров Mo_1O_6 , $Mo_2O_5(H_2O)$ и $Mo_3O_4(OH)_2$ соответственно. Расчетные суммы валентности связей очень близки к 6 для U, но несколько ниже для атомов Mo, что свидетельствует о том, что Mo^V и Mo^{VI} разупорядочены в позициях Mo2 и Mo3. В структуре моурита полиэдры урана и молибдена соединяются по общим

ребрам, образуя ленты, лежащие в плоскости ab , которые, в свою очередь, соединяются в слои через кислородные вершины полизидров молибдена.

Выражаю благодарность профессорам кафедры кристаллографии Гуржию Владиславу Владимировичу и Назарчуку Евгению Васильевичу за помощь при выполнении работы.

Список литературы

1. Krivovichev S.V., Burns P.C., Crystal chemistry of uranyl molybdates. x. The crystal structure of $\text{Ag}_{10}[(\text{UO}_2)_8\text{O}_8(\text{Mo}_5\text{O}_{20})]$ // The Canadian Mineralogist. 2003. V. 41. P. 1455-1462.
2. Krivovichev S.V., Burns P.C., Crystal chemistry of uranyl molybdates. VI. New uranyl molybdate units in the structures Of $\text{Cs}_4[(\text{UO}_2)_3\text{O}(\text{MoO}_4)_2(\text{MoO}_5)]$ and $\text{Cs}_6[(\text{UO}_2)(\text{MoO}_4)_4]$ // The Canadian Mineralogist. 2002. V. 40. P. 201-209.
3. Nazarchuk E.V., et al. First Mixed Alkaline Uranyl Molybdates: Synthesis and Crystal Structures of $\text{CsNa}_3[(\text{UO}_2)_4\text{O}_4(\text{Mo}_2\text{O}_8)]$ and $\text{Cs}_2\text{Na}_8[(\text{UO}_2)_8\text{O}_8(\text{Mo}_5\text{O}_{20})]$. Anorg. Allg. Chem. 2009. V. 635. P. 1231-1235

Адамская П.Н.^{1,2}, Слуковский З.И.¹

¹ Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, polina.adamskaya@bk.ru

²Филиал ФГАОУ ВО «Мурманский арктический университет»

МИНЕРАЛЬНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ГРАНИТОИДАХ РАЙОНА ОЗЕРА ПОРТЛУБОЛ (СЕВЕР МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ)

Введение. Озеро Портлубол находится в северо-западной части Мурманской области (рис. 1) и является фоновым водоемом, удаленным от крупных промышленных центров. Анализ геохимических характеристик его донных отложений показал повышенные концентрации молибдена (Mo), тория (Th), редкоземельных элементов (РЗЭ) и других элементов по сравнению с верхней частью земной коры (Slukovskii, Dauvalter, 2024). Наиболее высокие значения, достигающие – 137.1 мг/кг для Mo, 989.7 мг/кг для РЗЭ и 21.5 мг/кг для Th – зафиксированы в глубоких слоях отложений, что указывает на отсутствие влияния антропогенных факторов на эти аномалии. Исследователи предполагают, что источник молибдена в отложениях озера связан с гранитными породами Лицевского урановорудного района (рудопроявление Дикое) (Slukovskii et al., 2025). Основными минеральными типами оруденения здесь являются молибденит и торитуранинит (Каулина и др., 2021).

Целью работы является выявление включений минералов, содержащих химические элементы с аномальными концентрациями, обнаруженными в донных отложениях оз.Портлубол, в породах его водосбора.

Материалы и методы. Полевые работы в районе оз. Портлубол начались весной 2021 года с целью отбора проб донных отложений водоема и продолжаются до сих пор в более масштабном формате. В рамках данных работ осуществляется комплексный отбор образцов, включая горные породы, образцы почв, донных отложений и вод всего района исследования.

Коренные породы водосбора озера представлены полнокристаллическими скальными гранитоидами выходящие на дневную поверхность обнажениями высотой до 250 м (Атлас Мурманской..., 1971). В осенний период 2024 года была проведена рекогносцировочная съемка с одновременным отбором образцов горных пород водосбора. В ходе работ было отобрано 6 образцов различных типов гранитоидов.

Диагностика включений (минералов) и изучение их химического состава были выполнены в Геологическом институте КНЦ РАН с помощью сканирующего электронного микроскопа LEO-1450 (CarlZeissMicroscopy, Германия). Химический анализ микроэлементов и редкоземельных элементов проводился с использованием масс-спектрометра с индуктивно связанный плазмой XSeries-2 ICP-MS на базе Института геологии КарНЦ РАН.

Результаты. Основные типы пород, выявленные в результате петрографического изучения, представлены аляскитом, биотитовым аплитовидным гранитом различных степеней зернистости (от мелкозернистых до крупнозернистых), роговообманково-биотитовым порфировидным гранитом и гранодиоритом, а также крупными (до 2 м в ширину) секущими их пегматитовыми жилами. Анализ содержания микроэлементов в породах выявил превышение концентраций над кларком земной коры (Wedepohl, 1995) во всех типах гранитоидов, достигающее 9.1 мг/кг для Mo и 39.6 мг/кг для Th. В трех образцах гранитоидов обнаружена высокая концентрация РЗЭ до 1064.7 мг/кг.

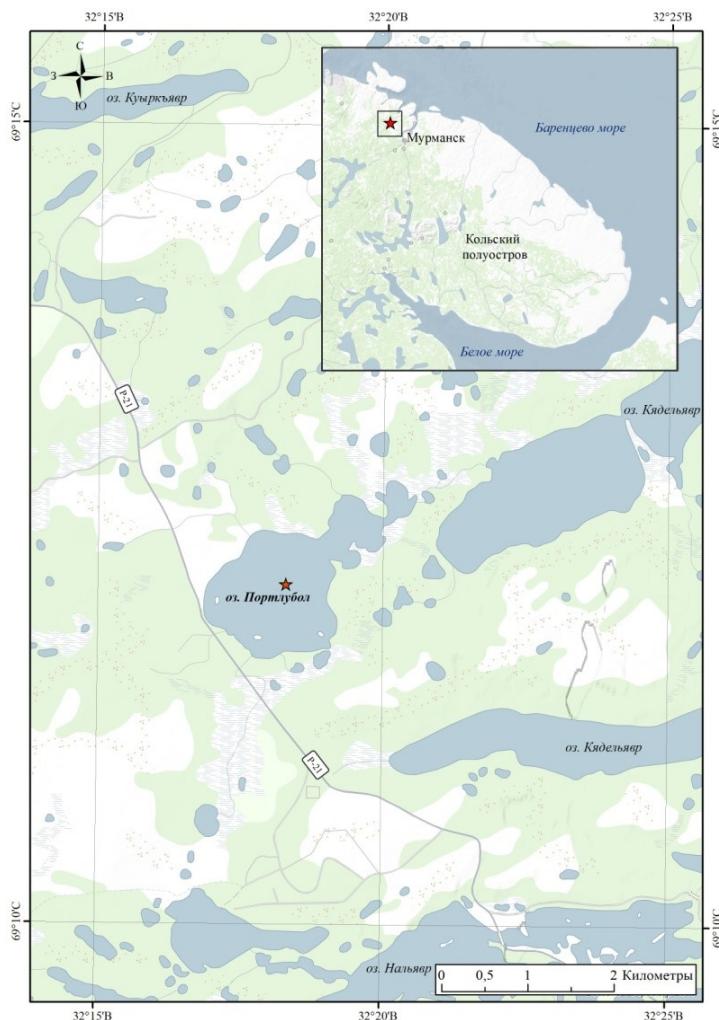


Рис. 1. Район исследований оз. Портлубол (автор М.А. Шестаков)

Особое внимание было уделено изучению гранодиорита, в котором в сумме обнаружено наибольшее количество аномальных значений концентраций химических элементов: до 7.1 мг/кг Mo, 910.0 мг/кг РЗЭ, 39.6 мг/кг Th и 6.15 мг/кг U. Кроме того отмечены незначительные (превышающие кларк менее чем в 3.5 раза) аномалии Li, P, Zr, Ba, W, Hf и Pb.

На основе сканирующего электронно-микроскопического анализа шлифов выявлены частицы шеелита (рис. 2 – а, г). По их весовым % вероятно идентифицировать частицу как молибдошеелит, где Mo (до 15.7 вес. %) значительно замещает W (до 39.0 вес. %). Особенностью этого минерального включения является его структура, где в центральной области наблюдается высокая концентрация Mo, тогда как по краям фиксируется преобладание W. Так же было обнаружено включение наиболее чистого по составу шеелита, в котором содержание W составляет 59.4 вес. %. Данный минерал является акцессорным, что допустимо для гранитов и гранодиоритов Мурманского блока вблизи контакта с породами Зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья (Кудряшов и др. 2022).

В шлифе обнаружено включение минерала, предположительно принадлежащего к классу фторкарbonатов (bastnäsite) (рис. 2 – б). Включение содержит значительные количества РЗЭ, в частности Ce (18.9–29.3 вес. %), La (13.3–20.3 вес. %), Nd (3.9–4.3 вес. %) и Pr (1.5–1.8 вес. %), а также фтора (F) в диапазоне 4.1–6.5 мас. %. Подобного состава минералы обычно встречаются в составе щелочных гранитов и микроклиновых пегматитов. Их наличие свидетельствует о возможной связи с магматическими и гидротермальными процессами формирования редкоземельных минералов (Калита, 1974).

Кроме того, в шлифах были обнаружены минералы галенита и циркона, а также включение, вызвавшее затруднения в идентификации (рис. 2 – в). Анализ показал, что данное включение содержит – Pb (24.5 вес. %), Th (20.7 вес. %), Zr (12.7 вес. %). Такая концентрация химических элементов вполне может присутствовать в пределах Лицевского урановорудного пояса (Ильинченко и др., 2022). Их наличие свидетельствует о принадлежности гранитоидов обнажения вблизи оз. Портлубол к рудным системам района.

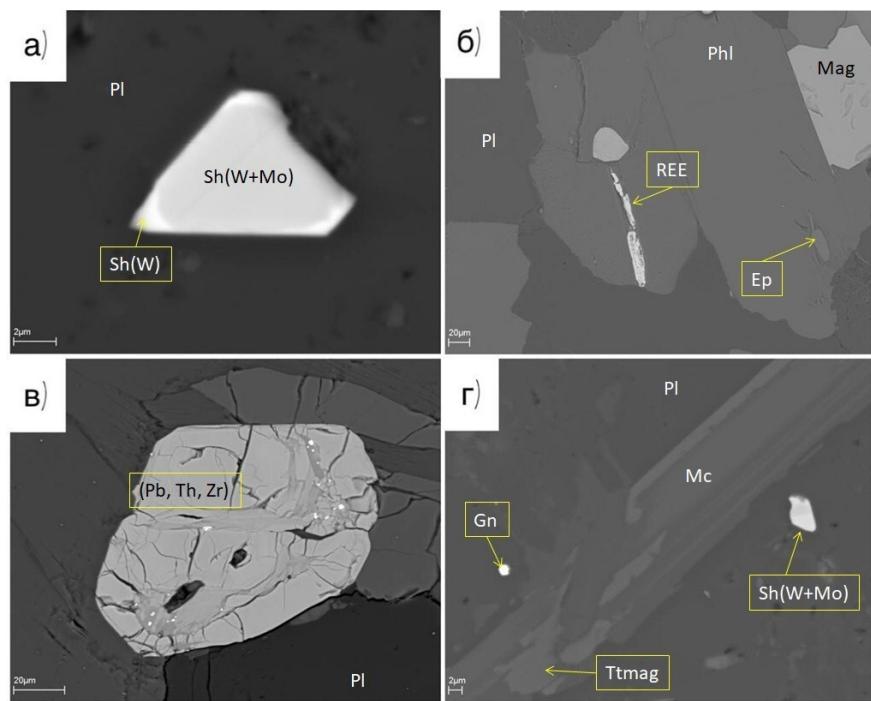


Рис. 2. Минерализация в пробах гранитоидов

Pl – плагиоклаз; Sh(W+Mo) – молибдошеелит; Sh(W) – шеелит; Phl – флогопит; Ep – эпидот; REE – включение, содержащее редкоземельные элементы; Mag – магнетит; (Pb, Th, Zr) – включение, содержащее свинец, торий и цирконий; Gn – галенит; Mc – слюды; Ttmag – титаномагнетит

Заключение. В результате исследования в гранитоидах водосбора озера Портлубол были обнаружены включения минералов с высоким содержанием Mo (до 17 вес %), РЭ (до 54 вес %), Pb (до 65 вес %), Th (до 21 вес %) и W (до 60 вес %). В ходе процессов размыва и выветривания элементы, содержащиеся в породах, поступали в окружающую среду и переносились с грунтовыми и поверхностными водами в озеро. Таким образом, аномальные концентрации элементов в донных отложениях являются результатом геохимического цикла миграции элементов из материнских пород в водоем через гидроморфные процессы.

Благодарности. Авторы выражают благодарность Мудруку С.В. за оказанную помощь в подготовке петрографических шлифов. Работа производилась при поддержке и в рамках реализации проекта РНФ 24-17-20006 «Фоновые озера Арктической зоны Мурманской области: гидрохимия, аномалии тяжелых металлов и микропластик как новый тип загрязнения водоемов мира».

Список литературы

1. Атлас Мурманской области. А.Ф. Антонов и др. М.: Главное Управление Геодезии и Картографии при Совете Министров СССР, 1971. 33 с.
2. Ильченко. В.Л., Афанасьева Е.Н., Каулина Т.В. и др. Лицевское рудопроявление урана (арктическая зона Фенноскандинавского щита): новые результаты петрофизических и геохимических исследований // Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 393–404.
3. Калита А.П. Пегматиты и гидротермалиты щелочных гранитов Кольского полуострова. М.: Недра, 1974. 140 с.
4. Каулина Т.В., Афанасьева Е.Н., Ильченко В.Л. и др. Лицевский урановорудный район. М.: ООО "Издательство ГЕОС", 2021. 136 с.
5. Кудряшов Н.М., Удоратина О.В., Калинин А.А. и др. Изотопно-геохронологические U-Pb (SHRIMP-RG) и геохимические характеристики циркона из редкометалльных (W, Li) аplitовидных гранитов Мурманского блока // Труды КарНЦ РАН. 2022. №2. С. 70–81.
6. Slukovskii Z.I., Dauvalter V.A. Sediment geochemistry of Lake Portlubol (Murmansk region): natural anomalies and reconstruction of anthropogenic events in the catchment // Limnology and Freshwater Biology. 2024. V. 4. P. 659–664.
7. Slukovskii, Z.I., Dauvalter, V.A., Meshcheriakov, N.I. et al. Anomalous Concentrations of Molybdenum in Modern Sediments of the Background Lake in the Arctic (Murmansk Region) // Doklady Earth Sciences. 2025. V. 520: 31.
8. Wedepohl, K.H. The Composition of the Continental Crust // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1955. V. 59. P. 1217–1232.

Кревсун Д.А.¹, Багдасарян Т.Э.¹, Веселовский Р.В.¹, Чистякова А.В.¹

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия, dasha@krevsun.ru

ТЕРМАЛЬНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА: ДАННЫЕ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ АПАТИТА

Введение. Методы определения возраста минералов по следам спонтанного деления ядер урана, в частности метод трекового анализа апатита (Apatite Fission-Track, AFT), активно используются для решения широкого спектра фундаментальных и прикладных задач современной геологии. В отличие от других геохронологических методов, трековое датирование апатита позволяет не только определить время остывания пород ниже температуры закрытия системы ($\sim 120^{\circ}\text{C}$ для апатита), но и реконструировать скорость остывания в температурном интервале 60–120°C (Соловьев, 2008; Malusà et al., 2019).

Несмотря на детальную изученность термальной истории западной части Фенноскандинавского щита в пределах Норвегии, Швеции и Финляндии (рис.1) (Green et al., 2022; Hall et al., 2021; Hendriks et al., 2007; Veselovskiy et al., 2019) многие крупные геологические структуры РФ, включая Карельский кратон, до сих пор остаются малоизученными с точки зрения низкотемпературной термохронологии.

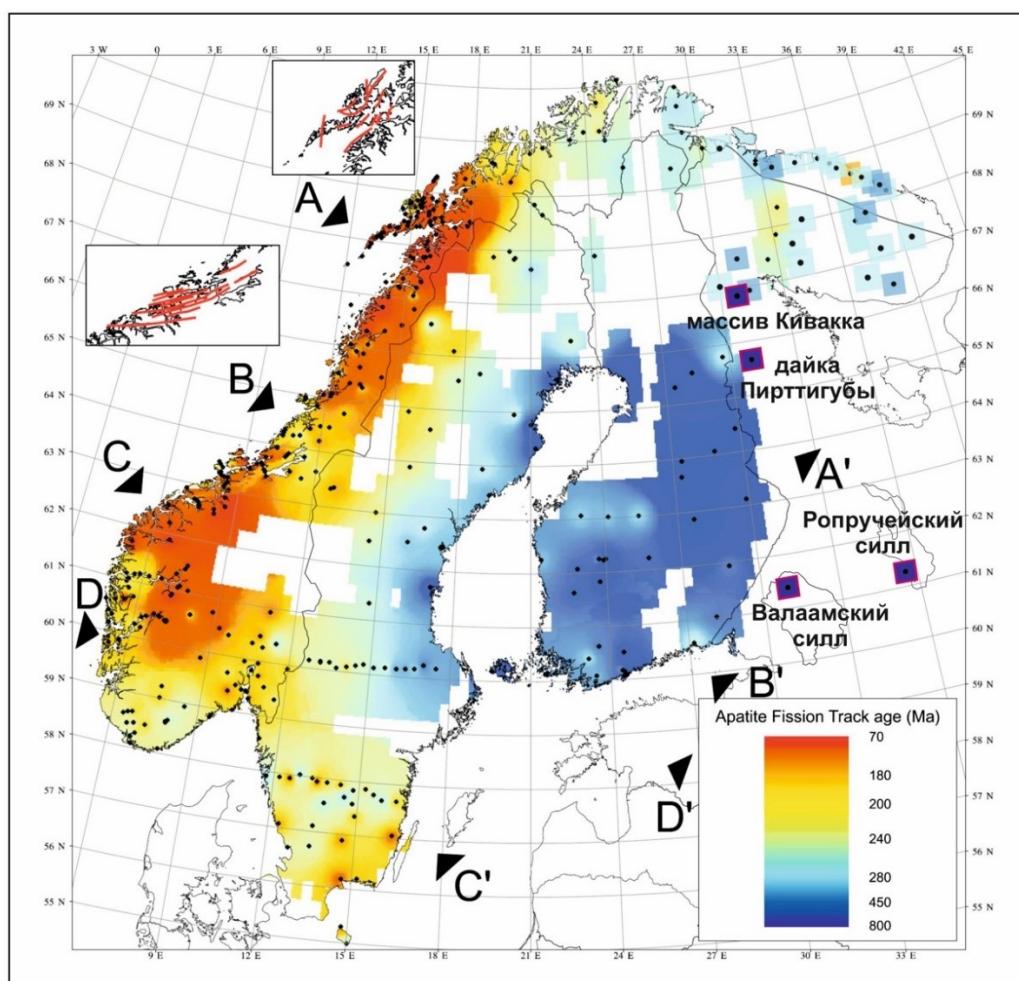


Рис. 1. Карта распределения трековых возрастов апатита (AFT) в пределах Фенноскандинавского щита
(по Hendriks et al., 2007; Veselovskiy et al., 2020)

В рамках исследования были отобраны образцы из интрузивных тел Карельского кратона: массива Кивакка, дайки Пирттигубы, Ропручейского и Валаамского сillлов. Трековый анализ выполнялся в Лаборатории трекового анализа и изотопной геохронологии ИФЗ РАН с измерением концентрации урана на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой и лазерным пробоотбором (LA-ICP-MS) Agilent 7900.

Полученные результаты трекового датирования имеют следующий возраст: массив Кивакка – 901 ± 95 млн лет, дайка Пирттигубы – 957 ± 87 и 1024 ± 91 млн лет, Ропучейский силл – 990 ± 101 млн лет, Валаамский силл – 1165 ± 79 млн лет. Распределение длин треков во всех изученных образцах унимодальное, что указывает на монотонное охлаждение пород в температурном интервале $60\text{--}120^\circ\text{C}$.

Заключение. Полученные результаты свидетельствуют об отсутствии прогрева территории Карельского кратона выше 120°C в пределах последних 0.9–1.2 млрд лет, что согласуется с уже полученными данными по близлежащим объектам. Модели термальной эволюции изученных интрузивных тел указывают на монотонное остывание пород Карельского кратона на протяжении фанерозоя со скоростью $0.12\text{--}0.31^\circ\text{C}/\text{млн лет}$, что соответствует скорости денудации $6\text{--}16 \text{ м}/\text{млн лет}$ при значении геотермального градиента $20^\circ\text{C}/\text{км}$.

Благодарности. Работа выполнена в Лаборатории трекового анализа и изотопной геохронологии Институте физики Земли РАН имени О.Ю. Шмидта при финансовой поддержке гранта РНФ № 24-77-00040.

Список литературы

1. Green P.F., Japsen P., Bonow J.M., Chalmers J.A., Duddy I.R., Kukkonen I.T. The post-Caledonian thermo-tectonic evolution of Fennoscandia // Gondwana Research. 2022 V. 107 P. 201–234. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2022.03.007>
2. Hall A.M., Putkinen N., Hietala S., Lindsberg E., Holma M. Ultra-slow cratonic denudation in Finland since 1.5 Ga indicated by tiered unconformities and impact structures // Precambrian Research. 2021.
3. Hendriks B., Andriessen P., Huigen Y., Leighton C., Redfield T., Murrell G., Gallagher K., Nielsen S.B. A fission track data compilation for Fennoscandia // Norwegian Journal of Geology. 2007 P. 143–155.
4. Malusà, M.G., Fitzgerald, P.G. (Eds.) Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology, Springer Textbooks in Earth Sciences, Geography and Environment. Springer International Publishing, Cham. 2019.
5. Veselovskiy R.V., Arató R., Bagdasaryan T.E., Samsonov A.V., Stepanova A.V., Arzamastsev A.A., Myshenkova M.S. New Apatite Fission-Track Data from the Murmansk Craton, NE Fennoscandia: An Echo of Hidden Thermotectonic Events // Minerals. 2020, 10 (12), 1095. DOI: <https://doi.org/10.3390/min10121095>
6. Veselovskiy R.V., Thomson S.N., Arzamastsev A.A., Botsyun S., Travin A.V., Yudin D.S., Samsonov A.V., Stepanova A.V. Thermochronology and Exhumation History of the Northeastern Fennoscandian Shield Since 1.9 Ga: Evidence From $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ and Apatite Fission Track Data from the Kola Peninsula // Tectonics. 2019 V. 38 P. 2317–2337. <https://doi.org/10.1029/2018TC005250>
7. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит: методы трекового и структурного анализа / Труды Геологического института. 2008. 319 с.

Байкина А.С.¹, Борисов А.С.², Сийдра О.И.¹, Задоя А.И.³

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия, anna.baykina@spbu.ru

²Кильский университет, Киль, Германия

³Санкт-Петербургский государственный морской технический университет, Санкт-Петербург, Россия

ЭВОЛЮЦИЯ ГЁРГЕЙТА $\text{K}_2\text{Ca}_5(\text{SO}_4)_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$ В ШИРОКОМ ДИАПАЗОНЕ ТЕМПЕРАТУР И ДАВЛЕНИЙ

Гёргейит $\text{K}_2\text{Ca}_5(\text{SO}_4)_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$, водный сульфат кальция и калия – характерный минерал эвапоритовых месторождений, где он встречается в ассоциации с ангидритом, арагонитом, бишофитом, галитом, гипсом, кальцитом, полигалитом, сингенитом и др. Спектроскопическими методами гёргейит был установлен в сульфатных ассоциациях на поверхности Марса (Garcia-Florentino *et al.*, 2021). Для многих сульфатов Са на сегодняшний день отсутствуют сведения по их низко- и высокотемпературному и высокобарическому поведению. Изучение трансформации минералов в различных Р-Т условиях имеет важное значение, как для понимания минералообразующих процессов, так и с точки зрения прикладных аспектов в материаловедении.

Целью данной работы явилось комплексное изучение поведения гёргейита при различных температурах и давлениях, а также установление взаимосвязи между кристаллической структурой и характером теплового расширения и барического сжатия. Был использован ряд методов: порошковая терморентгенография в диапазоне от -180°C до 800°C , монокристальная терморентгенография в диапазоне -173°C до 227°C , порошковая дифрактометрия при давлениях до 20 ГПа, выполненная на синхротроне ELETTRA (Триест, Италия). Работа была дополнена данными термического анализа и Рамановской спектроскопии.

В результате проведённых исследований была уточнена кристаллическая структура и локализованы атомы водорода в структуре гёргейита в пространственной группе $C2/c$ с параметрами элементарной ячейки (при -173°C): $a = 17.4475(4)$, $b = 6.82510(10)$, $c = 18.1904(4)$ Å, $\beta = 113.246(3)^{\circ}$, $V = 1990.28(8)$ Å³. Высокотемпературные и высокобарические эксперименты показали, что параметры элементарной ячейки гёргейита увеличиваются с ростом температуры и уменьшаются с ростом давления (Рис. 1). По полученным данным можно сделать вывод об устойчивости гёргейита до 18 ГПа.

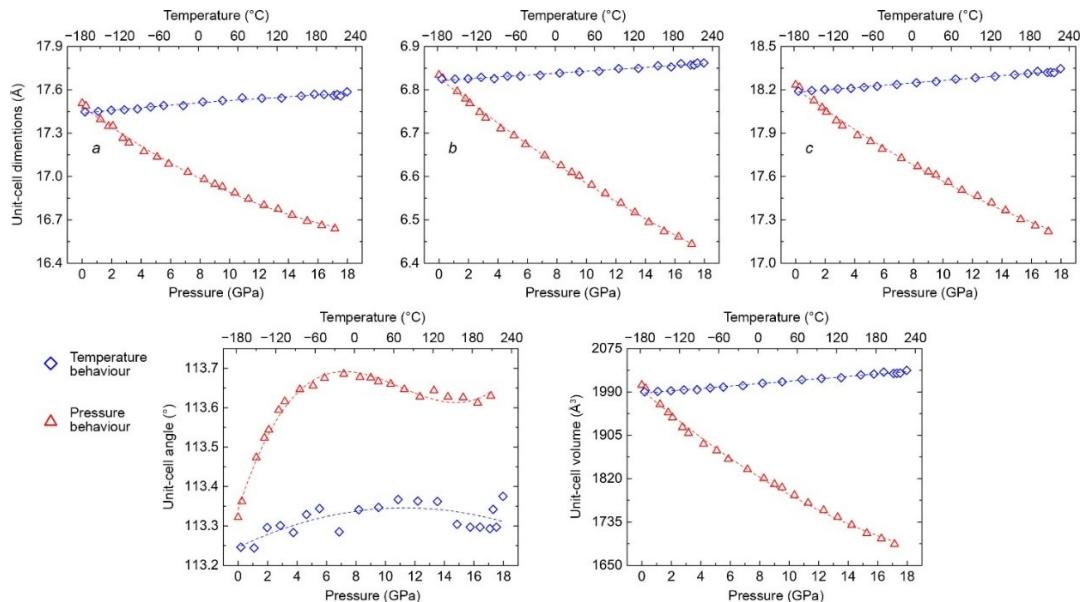


Рис. 1. Эволюция параметров элементарной ячейки гёргейита с ростом температуры и давления

Низко- и высокотемпературная рентгенография (Рис. 2) показали, что гёргейит сохраняет свою кристаллическую структуру в диапазоне от -180°C до 380°C . Данные термоанализа также показывают, что разложение гёргейита начинается с 388°C . При температурах выше 380°C минерал начинает постепенно дегидратироваться и переходит в кальциолангбейнит и ангидрит. При 460°C , согласно данным порошковой дифракции гёргейит полностью исчезает, и далее смесь ангидрита и кальциолангбейнита ведёт себя устойчиво.

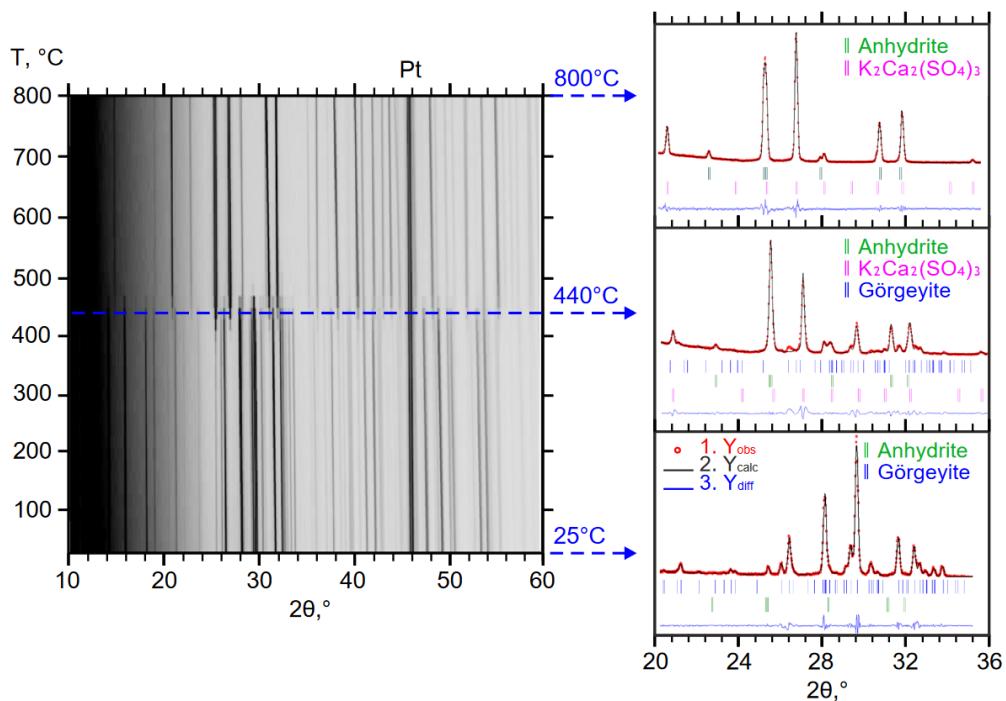


Рис. 2. Изменения порошковой дифракционной картины гёргейита с ростом температуры

Нами впервые получены данные о характере теплового расширения гёргейита по данным монокристальной терморентгенографии. Характер теплового расширения гёргейита можно разделить на три сегмента (Рис. 3): (i) сжатие вдоль направления, перпендикулярного биссектрисе угла β ; (ii) разворот тензора в плоскости ac по часовой стрелке; (iii) расширение в направлении биссектрисы угла β . Характер теплового расширения на третьем этапе является достаточно характеристичным для слоистых структур. При более высоких температурах ($0\text{--}227^\circ\text{C}$) нами был выявлен шарнирный механизм термических деформаций. Поскольку при более высоких температурах угол β уменьшается, структура интенсивно расширяется вдоль вектора $a+c$ (короткая диагональ параллелограмма) и менее интенсивно вдоль длинной диагонали (рис. 3c). Шарнирные деформации характерны для той части структуры, которая имеет прочные связи с атомами O, которые можно рассматривать как вершины шарниров. Схожий характер теплового расширения ранее был описан для оксида меди CuO (Домнина и др, 1986).

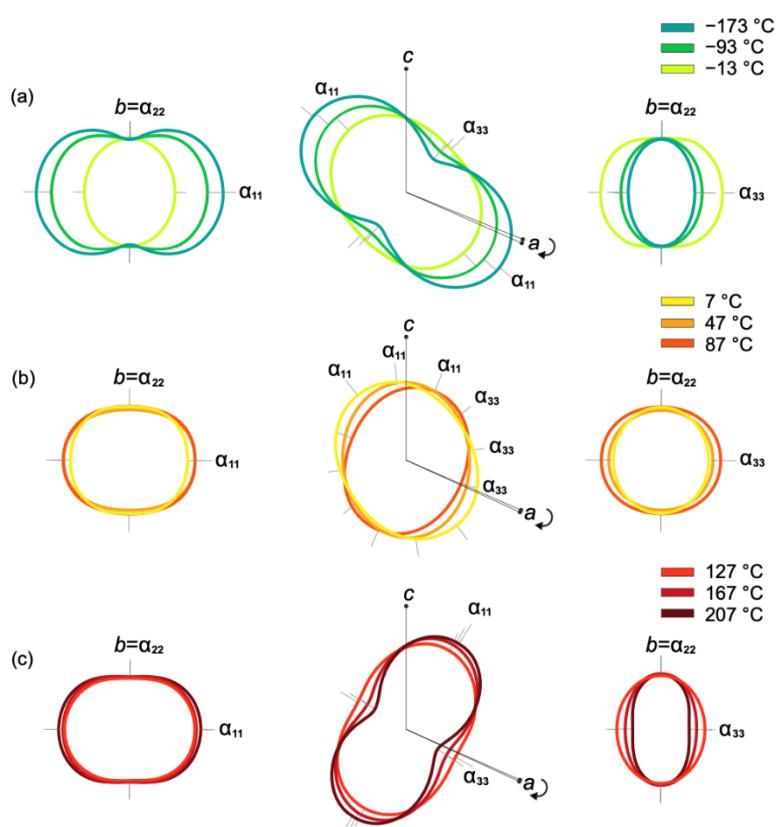


Рис. 3. Изменение тензора теплового расширения гёргейита с ростом температуры

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ №25–17–00157.

Список литературы

1. Домнина М.И., Филатов С.К., Зузукова И.И., Вергасова Л.П. Термические деформации оксида меди CuO // Изв. АН СССР. Неорганич. материалы. 1986. Т. 22. С. 1992–1996.
2. García-Florentino C., Gomez-Nubla L., Huidobro J., Torre-Fdez I., Ruiz-Galende P., Aramendia J., Hausrath E.M., Castro K., Arana G., Madariaga J.M. Interrelationships in the Gypsum-Syngenite-Görgeite system and their possible formation on Mars. // Astrobiology. 2021. V. 21 №3. P. 332 – 344.

Васильев С.С.¹, Конышев А.А.¹, Аносова М.О.², Ковальчук Е.В.³

¹Институт геологии Карельского Научного Центра РАН, г. Петрозаводск, karel_sergey@mail.ru,
icelopa@gmail.com

²Институт геохимии и аналитической химии РАН им. В.И. Вернадского, г. Москва

³Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва

СЛЮДЫ ВЫСОКОДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ГРАНИТОВ САЛМИНСКОГО АНОРТОЗИТ-РАПАКИВИГРАНИТНОГО КОМПЛЕКСА: МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ, ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ.

Введение. Слюды являются широко распространёнными минералами многих горных пород и особенно, кислых магматических. В слюдах широко проявлен разновалентный изоморфизм среди катионов. В анионной части также наблюдается изоморфизм среди F, Cl, и OH –групп, содержание которых является отражением состава равновесного с их образованием флюида. Эволюция состава слюд и их микроэлементного состава в последовательных дифференциатах пород является отражением эволюции расплава и P-T-X условий их образования.

Объектом исследования данной работы являются слюды из различных типов гранитов Салминского аортозит-рапакивигранитного комплекса (далее – АРГК). Салминский АРГК сформировался в мезопротерозое (Neumark et al., 1994; Amelin et. al., 1997) на стыке Карельского кратона и свекофеннской складчатой области, относится к гранитам А-типа (Ларин, 2011). Породы, из которых отобраны слюды, представлены: биотит-амфиболовыми гранитами, биотитовыми гранитами, топазсодержащими лейкогранитами и дайковой серией топаз-«циннвальдитовых» (как минеральный вид, циннвальдит дискредитирован IMA в 1998г., однако до сих пор широко используется в современной литературе) гранитов. Описание пород представлено в работах (Ларин, 2011; Конышев и др., 2020), составы пород и место их отбора представлены в работе (Конышев и др., 2020). Основная цель работы – изучение изменчивости состава слюд с точки зрения использования их как индикатора развития редкометалльной рудообразующей системы.

Методы. Исследования макроэлементного составов слюд производилось методом рентгеноспектрального микроанализа - PCMA (WDS) на приборе JEOL JXA-8200 (ИГЕМ РАН, ЦКП ИГЕМ-аналитика), 370 анализов. Исследования микроэлементного состава слюд производилось методом лазерной абляции (LA-ICP-MS) на масс-спектрометре «Element XR» с ионизацией в индуктивно-связанной плазме, с системой лазерного пробоотбора UP-213 (ГЕОХИ РАН), на данный момент - 205 анализов. В качестве стандартов использованы образцы силикатных стекол NIST 610 и ML3B. Диаметр кратера абляции 30 мкм, время испарения 30 с. Погрешность анализа для разных элементов составляла 1–10 отн.%. В данной работе представлены данные по Li, Sn, Nb, Ta. Для пересчета состава слюд, полученных с помощью PCMA (WDS), в формульные единицы использовалась программа PetroExplorer (Кориневский, 2015).

Результаты и их обсуждение. Полученные составы слюд представлены на рисунке 1. Исследованные слюды являются триоктаэдрическими и показывают закономерное изменение составов от существенно аннитовых (наиболее примитивные биотит-амфиболовые граниты (рапакиви) и биотитовые) - до слюд сидерофиллит-полилитионитовой серии (топазсодержащие лейкограниты и топаз-«циннвальдитовые» гранитные дайки). Ранее (Konyshev et al., 2020), было произведено разделение гранитов Салминского АРГК на граниты с Li-сидерофиллитом и дайковую серию с породообразующим топазом и «циннвальдитом». Однако, в результате более детальных исследований оказалось, что граница между ними по составу слюд не четкая.

Слюды, обнаруженные в расплавных силикатных включениях в топазе, являются диоктаэдрическими. Подобные явления несоответствия составов слюд в породе и раскристаллизованных расплавных включениях было отмечено другими авторами для объектов Восточного Забайкалья (Баданина и др., 2024).

Исследованные слюды демонстрируют увеличение содержания F в анионной части и уменьшение содержания Cl по мере роста степени кристаллизационной дифференциации пород, что является отражением изменения содержания этих компонентов в равновесном с расплавом флюиде при их образовании. Соотношения содержаний F и Cl в слюдах показаны на рисунке 2.

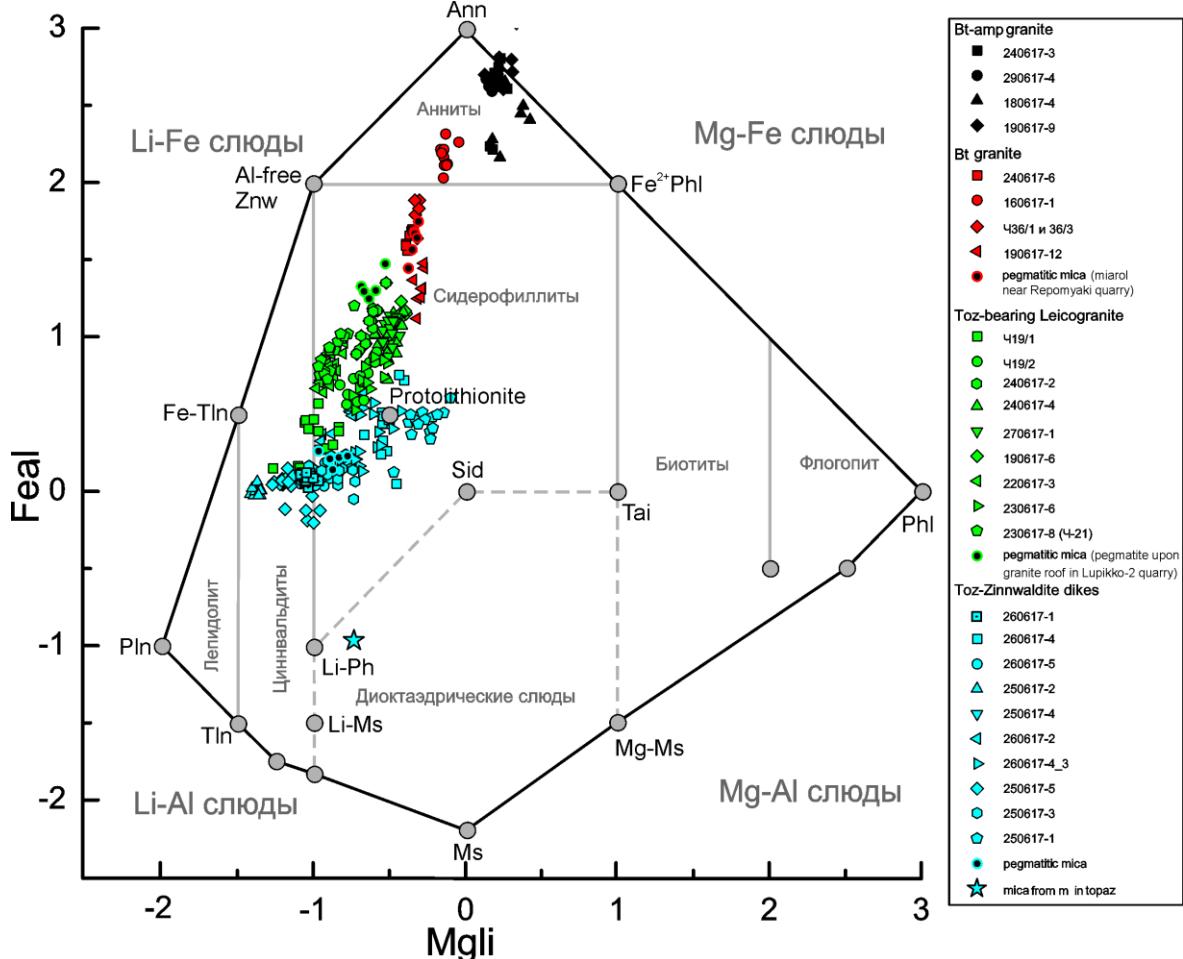


Рис. 1. Классификация триоктаэдрических и диоктаэдрических слюд гранитоидов Салминского АРГК в пересчете на переменные $MgLi$ ($Mg-Li$, ф.е.) и $Feal$ ($^{VI}Fe_{tot} + Mn + Ti - VIAl$, ф.е.) по (Tischendorf et al., 2004). Серые точки – крайние и гипотетические члены твердых растворов

Наибольший интерес вызывают содержания рудных компонентов в слюдах, так как слюды являются концентрирующей их фазой и отражают поведение этих элементов на магматическом этапе. Содержание Li, Sn, Nb и Ta в слюде в зависимости от K/Rb отношения – отражающего степень кристаллизационной дифференциации породы показаны на рисунке 3.

Литий. Содержание Li в слюдах положительно коррелирует с отношением K/Rb, достигая, в среднем 0.6 - 0.4 масс% в массивных топазсодержащих лейкогранитах и до 1 – 1.5 масс% в наиболее богатых фтором слюдах из топаз - «циннвальдитовых» даек.

Ниобий и тантал. На ранних этапах эволюции расплава, Nb и Ta распределяются в ильменит до первых масс.%, а также, в меньшей степени в амфибол (наиболее распространённые минеральные фазы), а также другие темноцветные минералы (Stepanov et al., 2014). Однако, после того как эти темноцветные фазы перестают образовываться – Nb и Ta начинают концентрироваться в слюдах. Концентрирование происходит примерно до $K/Rb = 70-50$, достигая значений около 1000 ppm. По мере уменьшения K/Rb отношения – содержание Nb в слюдах уменьшается. Так, в наиболее эволюционно-развитых породах при $K/Rb = 30-20$ содержание Nb в слюде меньше максимальных значений почти на порядок. Схожее поведение наблюдается у Ta, хоть и менее выраженное по сравнению с Nb. Накопление Ta в слюде до уровня в 500 ppm наблюдается по мере уменьшения отношения K/Rb до 30-40. При дальнейшем уменьшении K/Rb отношения наблюдается уменьшение содержания Ta. В дайковой серии топаз-«циннвальдитовых» гранитов широко распространён колумбит (Konyshев et al., 2024). Образованием собственной минеральной фазы Nb и Ta можно объяснить обеднением слюд этими микрокомпонентами.

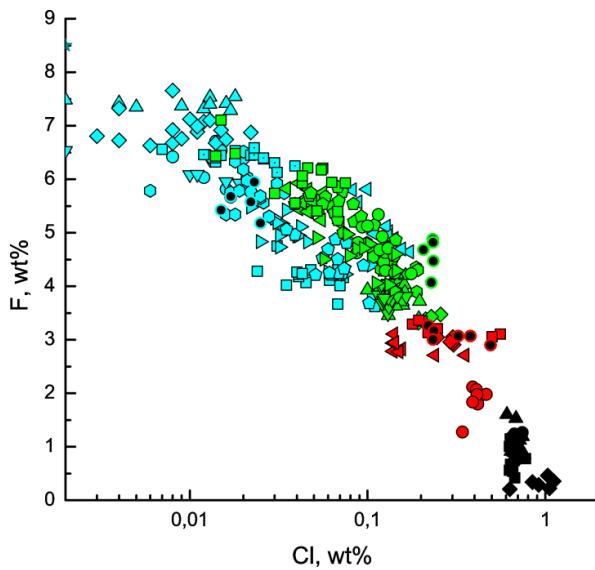


Рис. 2. Диаграмма содержаний F и Cl в слюдах по данным PCMA (WDS). Значки пород соответствуют представленным на рисунке 1

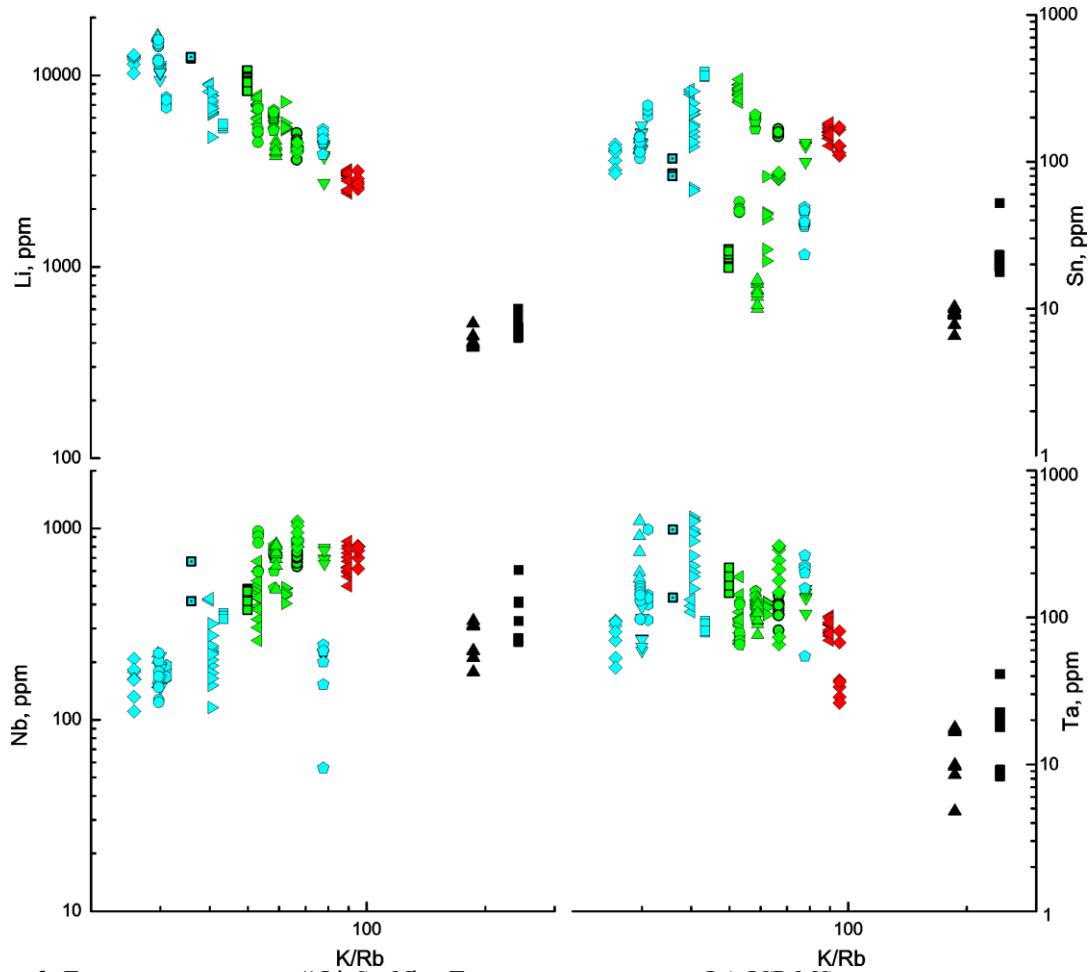


Рис. 3. Диаграмма содержаний Li, Sn, Nb и Ta в слюдах по данным LA-ICP-MS относительно индикатора кристаллизационной дифференциации в породе – K/Rb. Значки пород соответствуют представленным на рисунке 1

Олово. Поведение Sn по максимальным уровням его содержания в слюде аналогично поведению Nb и Ta. При уменьшении K/Rb отношения в породах до 50–40 происходит его увеличение до 400 ppm в слюде, после чего также следует уменьшение содержаний. Однако, довольно низкие содержания Sn в слюдах также зафиксированы для пород с близкими K/Rb отношениями в породах. Так как лейкограниты, в слюдах которых проявлена неоднородность содержания Sn являются массивными интрузивными породами, то, вероятно, локально реализовывались условия для его мобилизации и

транспорта. Породы, в чьих слюдах зафиксировано пониженное содержание Sn, также несколько обеднены Sn.

Схожая картина в разбросе значений наблюдается по Nb для дайки 250617-1. Вероятно, локально реализовывались условия для распределения Nb в какую-то иную минеральную фазу из зоны экстракции магмы в раскрывающуюся трещину. Однако, при этом, геохимический «двойник» ниобия – Та в данном природном теле не показывает сильных отличий содержаний в слюдах при сравнении со слюдами из близких по K/Rb отношению пород. Факты, аномального распределения элементов – требуют дальнейших исследований.

Выводы. Анализ слюд из серии гранитных дифференциатов показал, что их микроэлементный состав отражает изменение физико-химических условий на магматической стадии, благоприятных для образования редкометалльной минерализации. Так, распределение Nb в слюды уменьшается при K/Rb <50-70, Та при K/Rb <30-40, Sn при K/Rb <40-50.

Благодарности. Работа выполнена в рамках темы НИР ИГ КарНЦ РАН FMEN-2023-0005, данные по PCMA получены ранее по проекту Мол_а 18-05-01101 (РФФИ).

Список литературы.

1. Баданина Е.В., Сырицо Л.Ф., Волкова Е.В., Томас Р. Состав слюд из пород и расплавных включений в кварце Li-F гранитов Орловского массива в Восточном Забайкалье как генетический индикатор // Записки РМО, 2024, ч. CLIII, 3, стр. 3-28.
2. Кориневский Е.В. PETROEXPLORER – Система для создания геохимических информационно-аналитических массивов в процессе тематических исследований // Геоинформатика, 2015, №4, стр 48-53.
3. Aksyuk, A.M., Experimentally established geofluorimeters and the fluorine regime in granite-related fluids, *Petrology*, 2002, vol. 10, pp. 557–569.
4. Konyshov A.A., Chevchelov V.Yu., Shapovalov Yu.B. Two Types of Highly Differentiated Topaz-Bearing Granites of the Salmi Batholith, Southern Karelia //Geochemistry International, 2020, Vol. 58, No. 1, pp. 11–26.
5. Konyshov A.A., Rizvanova N.G., Sergeeva N.A. New Data on the Age of Ta–Nb Mineralization from the Uuksu Rare-Metal-Granite Dike Complex, (Salmi Batholith, Karelia) // Doklady Earth Sciences, 2024
6. Larin A. M., Rapakivi Granites and Associated Rocks (Nauka, St. Petersburg, 2011), 402 p. [in Russian].
7. Tischendorf G., Rieder M. Forster H.J., Gottesmann B., Guidotti Ch.V. A new graphical presentation and subdivision of potassium micas // Mineralogical Magazine, August 2004, Vol. 68(4), pp. 649–667
8. Stepanov A., Mavrogenes J.A., Meffre S. Davidson P. The key role of mica during igneous concentration of tantalum // Contrib Mineral Petrol (2014) 167:1009

Гойчук О.Ф.¹, Коноплёва Н.Г.^{1,2}, Пахомовский Я.А.^{1,2}

¹Центр наноматериаловедения КНЦ РАН, o.goychuk@ksc.ru

²Геологический институт КНЦ РАН, n.konopleva@ksc.ru

МОРФОЛОГИЯ НЕФЕЛИНА В ПОРОДАХ ХИБИНСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА

Введение. Нефелин является главным породообразующим минералом практически всех пород Хибинского массива. Хибинский массив представляет собой щелочной вулкано-плутонический комплекс площадью 1327 км², расположенный в Арктической зоне России, в западной части Кольского полуострова. Основную часть массива слагают нефелиновые сиениты. Комплекс нефелиновых сиенитов разделен на две части Главным конически-кольцевым разломом, заполненным фоидолитами (породами мельтейгит-уртитового ряда). Нефелиновые сиениты традиционно подразделяются на две группы: фойяиты (центральная часть массива) и «хибиниты» (внешняя по отношению к Главному кольцевому разлому часть массива). Фойяиты в зоне контакта с фоидолитами были интенсивно преобразованы процессами метасоматоза в высококалиевые пойкилитовые (кальсилит)-нефелиновые сиениты (рисчорриты) и переходные к ним по составу, текстурно-структурным признакам и геологической позиции неравномернозернистые нефелиновые сиениты (лявочорриты). Апатит-нефелиновые, титанит-нефелиновые и титанит-апатитовые породы образуют линзовидно-штокверковые тела в апикальных частях фоидолитовой толщи и связаны с ней постепенными переходами. Западнее Главного кольца расположен комплекс Малой дуги, сложенный мелкозернистыми щелочными и нефелиновыми сиенитами, а также телами ийолит-уртитов и малиньитов, цементирующими ксенолиты ороговикованных и фенитизированных вулканогенно-осадочных пород ловозерской свиты.

Различный характер выделений нефелина в породах Хибинского массива указывает на наличие нескольких генераций этого минерала, что отражает условия его кристаллизации и преобразования на протяжении всей истории формирования массива (Козырева, 1966; Костылева-Лабунцова и др., 1978; Яковенчук и др., 2010). В нашей работе представлены результаты изучения нефелина из разных породных комплексов Хибинского массива. BSE-изображения получены на сканирующих электронных микроскопах LEO-1450 (Carl Zeiss) и ZEISS EVO 25.

Результаты. В нефелиновых сиенитах нефелин образует зерна неправильной формы или хорошо образованные короткопризматические кристаллы квадратного, прямоугольного и гексагонального сечения размером от 1 до 15 мм в поперечнике (рис. 1 a). В крупнозернистых и пегматоидных разностях размер кристаллов достигает 3 см в поперечнике. В большинстве случаев в нефелиновых сиенитах кристаллы нефелина характеризуются одинаковым развитием граней призмы (\pm узкие грани пирамиды) (Козырева, 1966). Для нефелина характерны включения эгирина, калиевого полевого шпата, альбита, натролита и анальцима. В ряде случаев включения эгирина приурочены к зонам роста кристаллов нефелина.

В измененных фойяитах нефелин резорбируется калиевым полевым шпатом (с пертитовыми вростками альбита) и альбитом (рис. 1 b) или образует симплектитоподобные агрегаты (рис. 1 c) с эгирином, эгирином-авгитом и амфиболами (рихтеритом, феррикатофоритом, арфведсонитом, магнезиоарфведсонитом и др.). В таких агрегатах отмечаются выделения фторапатита, титанита, ильменита, минералов группы эвдиалита и др. Вторичные изменения нефелина обычно проявлены в виде замещения натролитом и анальцимом.

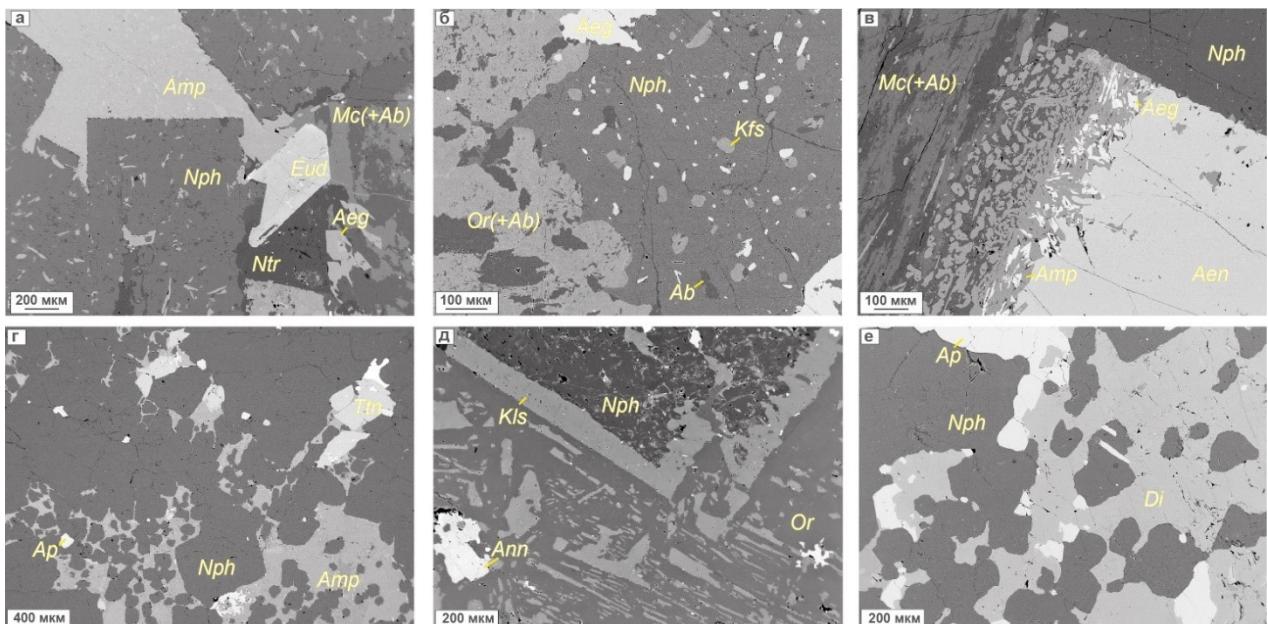


Рис. 1. Морфология выделений нефелина: а – идиоморфный кристалл нефелина с включениями эгирина, калиевого полевого шпата, альбита и натролита (фойяит, образец КН-113); б – нефелин, резорбированный ортоклазом (фойяит, образец КН-126); в – нефелин в срастании с арфведсонитом, микроклином и эгирином образует симплектитоподобный агрегат (лявочорит, образец КН-261); г – изометричные и округлые зерна нефелина и его грануломорфные агрегаты (урит, образец КН-140), д – нефелин, замещенный кальсилилом по краям зерна (полевошпатовый уррит, образец КН-139Б); е – нефелин в срастании с фторапатитом (апатит-нефелиновая порода, образец КН-137А). BSE-изображения комбинированных шлифов. Ab – альбит, Aeg – эгирин, Aen – энигматит, Amp – амфибол (КН-113 – магнезиоарфведсонит, магнезиоферрикатофорит; КН-261 – арфведсонит; КН-140 – магнезиоарфведсонит), Ann – аннит, Fap – фторапатит, Di – диопсид, Eud – минералы группы эвдиалита, Kfs – калиевый полевой шпат, Kls – кальсилик, Mc – микроклин, Nph – нефелин, Ntr – натролит, Or – ортоклаз, Ttn – титанит

В фоидолитах и развивающихся по ним апатит-нефелиновых и апатит-титанитовых породах можно выделить несколько морфологических разновидностей нефелина: 1) идиоморфные зерна нефелина (до 2 см в поперечнике), которые содержат включения эгирина и калиевого полевого шпата; 2) нефелин в составе симплектитоподобных агрегатов с ортоклазом, темноцветными минералами (эгирином, эгирин-авгитом, амфиболами (рихтеритом, феррикатофоритом, арфведсонитом) и др.); 3)

изометричные округлые зерна без включений, образующие грануломорфные агрегаты (рис. 1 ε); 4) пойкилитовые включения в метакристаллах ортоклаза, эгирина-авгита, калийрихтерита, титанита; 5) ксеноморфные зерна без четких кристаллографических границ, которые обычно находятся в срастании с фторапатитом (рис. 1 ε); 6) крупные (до 15 см в поперечнике) идиоморфные метакристаллы нефелина с реликтами ийолит-уртитов в ядрах, образовавшиеся за счет перекристаллизации фрагментов массивного уртита и линзочек ийолита (рис. 2 a); 7) прожилки нефелина в тонко/мелкозернистых мельтейгит-ийолитах (рис. 2 δ).

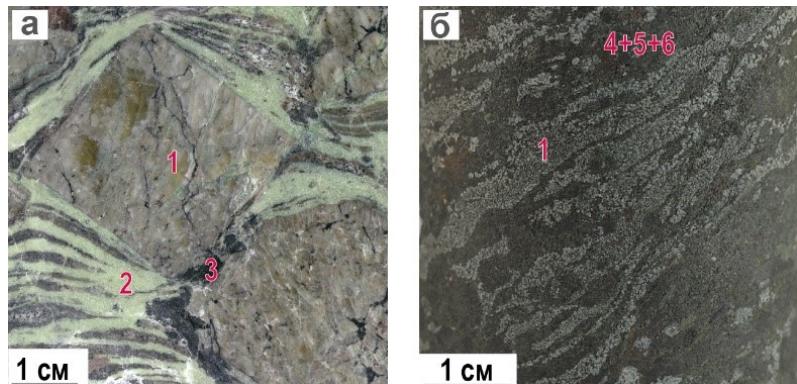


Рис. 2. Морфология выделений нефелина: а – метакристаллы нефелина в блоковой апатит-нефелиновой породе г. Кукисумчорр; б – прожилки нефелина в тонкозернистом мельтейгите г. Партомчорр. Фото образцов. 1 – нефелин, 2 – фторапатит, 3 – эгирин-авгит, 4 – диопсид, 5 – флогопит, 6 – магнетит

В рисчорритах нефелин встречается в виде трех морфологических разновидностей: 1) зерна разной степени идиоморфизма (до 1 см в поперечнике) в виде включений в крупных пойкилокристаллах ортоклаза; 2) мелкие идиоморфные (реже ксеноморфные) зерна (до 5 мм в поперечнике) в ассоциации с темноцветными минералами (эгирином, калийарфведсонитом, титанитом, фторапатитом, минералами группы эвдиалита и др.) в интерстициях кристаллов ортоклаза; 3) в качестве составного компонента в симплектитоподобных агрегатах с эгирином и ортоклазом. В рисчорритах нефелин часто в разной степени замещен кальсибитом (рис. 1 δ).

Для рисчорритов и апатит-нефелиновых пород характерны искаженные кристаллы нефелина, в которых грани призмы развиты неодинаково, а грани пирамиды отсутствуют (Козырева, 1966).

Лявофорриты представляют собой переходные между фойяитами и рисчорритами породы. В связи с этим, нефелин в лявофорритах обладает морфологическими характеристиками, которые свойственны нефелину из фойяитов и рисчорритов. Преобладающей формой его выделения являются кристаллы, резорбированные ортоклазом.

В ороговикованных вулканогенно-осадочных породах нефелин совместно с другими минералами (анортоклазом, альбитом, калиевым полевым шпатом, клинопироксенами, щелочными амфиболами, аннитом и титанитом) формирует мелкозернистую основную массу породы или образует крупные короткопризматические порфиробласты до 8 см в поперечнике с реликтовыми включениями вмещающих пород (Korchak et al., 2011).

В пегматито-гидротермальных жилах нефелин является одним из ранних минералов. Вместе с эвдиалитом, ринкитом, лоренценитом, лампрофиллитом, ильменитом и другими минералами нефелин заполняет интерстиции среди кристаллов микроклина, эгирина-авгита и Na-Сa-амфиболов. Кроме того, нефелин образует крупные призматические или таблитчатые кристаллы размером до 5 см в поперечнике в пустотах. Нефелин часто содержит включения калиевого полевого шпата, эгирина, натролита и альбита. Осевые зоны жил иногда могут быть нацело сложены мономинеральными блоками нефелина размером до 20 см (Тихоненков, 1963; Костылева-Лабунцова и др., 1978; Yakovenchuk et al., 2005). В нефелине широко проявлены вторичные изменения в виде замещения калиевым полевым шпатом и Ba-содержащим калиевым полевым шпатом (рис. 3 a). Кроме того, в пределах зерен нефелина отмечены выделения банальсита (рис. 3 b), стрональсита и минералов редкоземельных элементов (минералов группы эвдиалита, рабдофана-(Ce), бритолита-(Ce) и др.). Нефелин нередко содержит включения сульфидов – галенита, сфалерита, пирита (Гойчук и др., 2023).

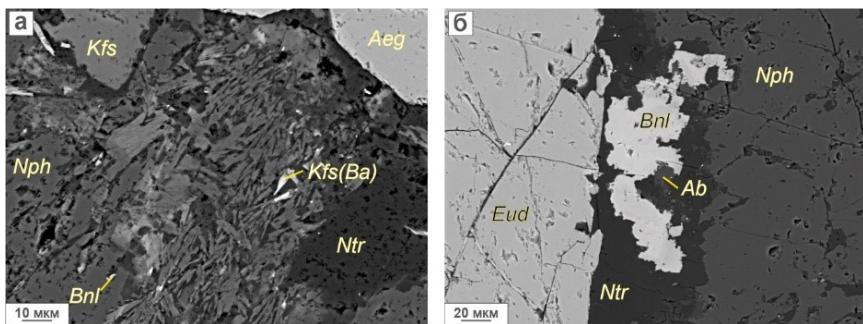


Рис. 3. Морфология нефелина в пегматитах: а – замещение нефелина калиевым полевым шпатом и игольчатым агрегатом обогащенного барием калиевого полевого шпата с интерстициональным натролитом (образец КН-736/2); б – выделение банальсита в натролитовой кайме нефелина (образец КН-734/2). BSE-изображения комбинированных шлифов. Ab – альбит, Aeg – эгирин, Bnl – банальсит, Eud – минералы группы эвдиалита, Kfs – калиевый полевой шпат, Kfs (Ba) – обогащенный барием калиевый полевой шпат, Nph – нефелин, Ntr – натролит

Заключение. Морфологическое разнообразие нефелина в породах Хибинского массива является прямым отражением сложной и многоэтапной истории формирования пород массива. Идиоморфные кристаллы нефелина, характерные для нефелиновых сиенитов, вероятно, свидетельствуют о сравнительно свободной кристаллизации из расплава в виде правильных кристаллов. В противоположность этому, искаженные по форме зерна нефелина в рисчорритах и апатит-нефелиновых породах указывают на стесненные условия роста кристаллов (Козырева, 1966).

Расположение включений эгирина по зонам роста нефелина свидетельствует об их синхронной кристаллизации (Костылева-Лабунцова и др., 1978). Такая зональность, вероятно, обусловлена периодическим выделением эгирина на фронте роста кристаллов нефелина при достижении расплавом пересыщения по железу.

На постмагматический этап преобразования пород указывают ксеноморфные выделения нефелина и, вместе с тем, его вторичные изменения: резорбция калиевым полевым шпатом, замещение цеолитами, кальсилитом, Ba-содержащим калиевым полевым шпатом, а также симплектитоподобные агрегаты, сложенные нефелином и темноцветными минералами. Кроме того, крупные метакристаллы нефелина в фоидолитах и порфиробласты нефелина в фенитизированных и ороговикованных вулканогенно-осадочных породах также указывают на метасоматическое преобразование пород.

Результаты исследования свидетельствуют о том, что нефелин является индикатором геологической истории Хибинского массива, последовательно фиксирующим процессы от магматической кристаллизации до низкотемпературных метасоматических изменений пород.

Благодарности. Работа выполнена в рамках тем НИР FMEZ-2024-0008 и FMEZ-2025-0051.

Список литературы

- Гойчук О.Ф., Паниковский Т.Л., Калашников А.О., Осипов А.С. Характеристика нефелина из пегматитов Хибинского щелочного массива // Щелочной и кимберлитовый магматизм Земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов и алмазов. Сборник статей. Апатиты: Изд-во ФИЦ КНЦ РАН, 2023. С. 62-66.
- Иванюк Г.Ю., Горянинов П.М., Пахомовский Я.А., Коноплева Н.Г., Яковенчук В.Н., Базай А.В., Калашников А.О. Самоорганизация рудных комплексов. Синергетические принципы прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых. М.: ГЕОКАРТ-ГЕОС, 2009. 392 с.
- Козырева Л.В. О морфологии нефелина ряда хибинских пород // Щелочные породы Кольского полуострова. М.-Л., «Наука», 1966. С. 79-82.
- Костылева-Лабунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н., Шлюкова З.В., Дорфман М.Д., Дудкин О.Б., Козырева Л.В., Икорский С.В. Минералогия Хибинского массива. Том 2. М.: Наука, 1978. 227 с.
- Тихоненков И.П. Нефелиновые сиениты и пегматиты северо-восточной части Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. М.: Изд. АН СССР, 1963. 247 с.
- Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю., Коноплева Н.Г., Михайлова Ю.А., Пахомовский Я.А. Нефелин Хибинского щелочного массива (Кольский полуостров) // ЗРМО. 2010. №2. С. 80-91.
- Korchak Y.A., Men'shikov Y.P., Pakhomovsky Y.A., Yakovenchuk V.N., Ivanyuk G.Y. Trap formation of the Kola Peninsula // Petrology. 2011. Vol. 19. P. 87-101.
- Yakovenchuk V.N., Ivanyuk G.Yu., Pakhomovsky Ya.A., Men'shikov Yu.P. (Ed. F. Wall). Khibiny. Laplandia Minerals, Apatity, 2005. 467 p.

Григорьева В.М.¹, Перчук А.Л.^{1, 2}, Козловский В.М.³, Зиновьевна Н.Г.¹

¹ Геологический факультет Московского государственного университета, griva02@gmail.com

² Институт экспериментальной минералогии РАН

³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

КОНТРАСТНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ МЕТАБАЗИТОВ ОСТРОВА КЕМЬ-ЛУДЫ, БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС

Беломорский подвижный пояс (БПП) — одна из древнейших областей высокобарного метаморфизма, позволяющая изучать процессы ранней Земли. Большинство работ по петрологии БПП посвящены породам из участков Гридино, Салма и Куру-Ваара (Слабунов и др., 2019; Balagansky et al., 2024), тогда как другие участки остаются малоизученными. К ним относится остров Кемь-Луды, где среди гнейсовых пород находятся тела метабазитов. Работа посвящена детальному петрологическому исследованию метабазитов из этого участка, отличающихся степенью метаморфических преобразований и минеральными парагенезисами.

В образце эклогита по минеральным парагенезисам установлено три стадии метаморфизма. Включения эпидота в ядрах гранатов отражают дозэклогитовую стадию. Гранат, матричный омфацит и кварц отвечают парагенезису пика метаморфизма. Плагиоклаз-авгитовые симплектиты по омфациту, амфибол-плагиоклазовые келифитовые каймы вокруг граната и матричный амфибол образовались на регрессивной стадии.

В кварц-клинопироксен-плагиоклаз-амфибол-гранатовом гранофельсе (далее гранофельс), как и в эклогите, наблюдаются эпидотовые включения в гранате. Порода не содержит омфацит, однако плагиоклаз-авгитовые симплектиты, образованные на регрессивной стадии совместно с матричным амфиболом, позволяют предполагать его присутствие на пике метаморфизма. К парагенезису данного этапа относятся ядра граната и кварца.

В гранатовом амфиболите также отмечены включения эпидота в гранате, связанные с ранним этапом его эволюции. Клинопироксен в породе отсутствует, а каймы граната, кварца, амфибола и плагиоклаза полагаются равновесными.

Кварцевый габбронорит сложен магматическими плагиоклазом, ортопироксеном, клинопироксеном и кварцем, слагающими первичный парагенезис, по нему развиваются метаморфические минералы. На границе плагиоклаза и пироксенов наблюдаются амфибол-кварцевые каймы, локально проявлены скопления биотита, граната и кварца.

Методом минеральной геотермобарометрии (использовались гранат-клинопироксеновый, амфибол-плагиоклазовый, гранат-амфиболовый, двупироксеновый термометры и клинопироксен-плагиоклаз-кварцевый, амфибол-плагиоклазовый барометры) установлены Р-Т условия образования пород. Для эклогита пик метаморфизма соответствует 640-720°C, P_{min} ~13 кбар. Регрессивные изменения происходили при 610-750°C и 5-8 кбар. Для гранофельса и гранатового амфиболита установлена лишь регрессивная стадия при 600-720°C, 4-8 кбар и 640-710°C, 7-8 кбар соответственно. Условия равновесия магматических минералов в кварцевом габбронорите соответствуют 980-1080°C и 8-9 кбар, метаморфические преобразования отвечают 600-630°C.

Различия в характере эволюции пород могут быть связаны с особенностями воздействия флюида при метаморфизме. Свидетельства высокобарного этапа сохранены в эклогите и косвенно прослеживаются в гранофельсе, гранатовый амфиболит и кварцевый габбронорит их лишены. Амфиболитовый метаморфизм проявлен в каждой породе по-разному, но при сходных Р-Т условиях, что указывает на общую тектоническую эволюцию на этой стадии. Для эклогита установлена двухэтапная метаморфическая эволюция, характеризующаяся субизотермической (~670 °C) декомпрессией от ~13 до 6 кбар. Этот тренд, характерный для быстрой эксгумации пород, сопоставим с ранее установленными Р-Т условиями декомпрессии некоторых эклогитов и метаультрамафитов тектонического меланжа в районе Гридино, однако отличается от эволюционных сценариев, реконструированных для эклогитов из участков Салма и Куру-Ваара.

Благодарности. Работа выполнена на Геологическом факультете МГУ при финансовой поддержке гранта РНФ № 23-17-00066.

Список литературы

1. Слабунов А.И., Щипанский А.А., Степанов В.С., Бабарина И.И. Реликт мезоархейской океанической литосферы в структуре Беломорской провинции Фенноскандинавского щита // Геотектоника. 2019. №2. С.46-71.
2. Balagansky V.V., Maksimov O.A., Gorbunov I.A. et al. Early Precambrian eclogites in the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield // Precambrian Research. 2024. V. 413. P. 107579.

Гусарова Д.С.¹, Яблонская Д.А.¹, Филатова О.Р.¹, Пацаева С.В.²

¹ Геологический факультет, МГУ имени М. В. Ломоносова, siren16@yandex.ru

² Физический факультет, МГУ имени М. В. Ломоносова

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ АНТРОПОГЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ВОДЫ РОДНИКОВ ЩЕЛКОВСКОГО ГОРОДСКОГО ОКРУГА МОСКОВСКОЙ ОБЛАСТИ

Состав родниковых вод, как правило, определяется процессом инфильтрации атмосферных осадков через толщу рыхлых отложений. Однако, на урбанизированных территориях появляются другие факторы, влияющие на состав осадков и стоков, что стоит учитывать при оценке состояния родников и пригодности воды для питья. Полученные в данной работе результаты позволили выявить геохимические индикаторы техногенной нагрузки на воды родников в Щелковском городском округе Московской области.

Область питания родников на исследованной территории локализована в породах мезозойско-кайнозойского водоносного комплекса, который распространен практически на всей территории округа, за исключением района Щёлковского поднятия, где породы комплекса практически полностью размыты. Техногенная нагрузка обусловлена предприятиями промышленности (фармацевтика, химия, металлургия и др.), сельским хозяйством (удобрения, мелиоранты и агрохимикаты), строительством дорог, добычей полезных ископаемых (пески и гравий, кирпично-черепичное сырье, карбонатные породы, торф). Одним из основных источников загрязнения водных объектов округа являются Щелковские очистные сооружения (ЗАО «Экоаэросталкер») и промышленные/бытовые стоки (Генеральный план..., 2024).

Комплексное гидрогеохимическое исследование 12 родников проводилось в осенний период. Воду отбирали «под крышку», параллельно с отбором измеряли температуру, pH и электропроводность воды с помощью портативного анализатора BLE-C600. Содержание ионов макросостава (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- и NH_4^+) определяли методом капиллярного электрофореза с использованием оборудования, приобретенного по Программе развития МГУ (СКЭ Капель-205), величину химического потребления кислорода (ХПК) - бихроматной окисляемости с фотометрическим окончанием (ГОСТ 31859-2012, спектрофотометр Portlab 501). Спектры поглощения РОВ родниковой воды относительно дистиллированной воды регистрировали на спектрофотометре Solar PB 2201 в диапазоне от 200 до 700 нм в кварцевых кюветах с длиной оптического хода 2 см. Перед измерениями пробы воды были профильтрованы через мембранный фильтр 0,22 μm .

Результаты определения физико-химических параметров и макросостава вод родников приведены в таблице 1. При отборе проб температура родниковых вод колебалась в пределах 12–15 °C (в среднем 13 °C). Значения pH варьировали от 5,2 до 7,0, соответствующая слабокислой и нейтральной среде. Электропроводность воды находилась в диапазоне 60–800 мкСм/см, при этом максимальные значения (до 800 мкСм/см) наблюдались в родниках 1, 2, 3 и 4, расположенных вблизи крупных населенных пунктов. Воды изученных родников пресные (минерализация 70–676 мг/л), слабокислые-нейтральные (pH 5,2–7,0), слабоминерализованные. Макрокомпонентный состав характеризуется доминированием кальция среди катионов ($\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$) и гидрокарбонатов среди анионов ($\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{NO}_3^-$) (рис.1).

Полученный макрокомпонентный состав был сопоставлен со средними значениями (С3) зоны выветривания гипергенеза для грунтовых вод зоны выщелачивания области умеренного климата (Шварцев, 1998). Для отдельных родников изучаемой территории были выявлены повышенные концентрации хлоридов (до 117 мг/л) и нитратов (до 47,7 мг/л), не характерные для природных факторов формирования вод. По анализу ионных соотношений $\text{Na}^+/(Na^++Ca^{2+})$, Na/Cl , Ca/HCO_3 , Ca/Mg , Ca/SO_4 , $(\text{NO}_3/\text{Na})/(\text{Cl}/\text{Na})$, $(\text{Ca}+\text{Mg}-\text{SO}_4-\text{HCO}_3)/(\text{Na}+\text{K}-\text{Cl})$ был выявлен дисбаланс содержаний Ca/SO_4 , Ca/HCO_3 и Na/Cl , что указало на дополнительный источник ионов кальция и хлора. Соотношение $(\text{NO}_3/\text{Na})/(\text{Cl}/\text{Na})$ указало на повышенное содержание соединений азота.

Повышение содержания хлоридов может являться следствием многолетнего использования противогололедных реагентов, в то время как характерными источниками соединений азота являются бытовые коммунальные стоки и интенсивное использование азотных удобрений в сельском хозяйстве.

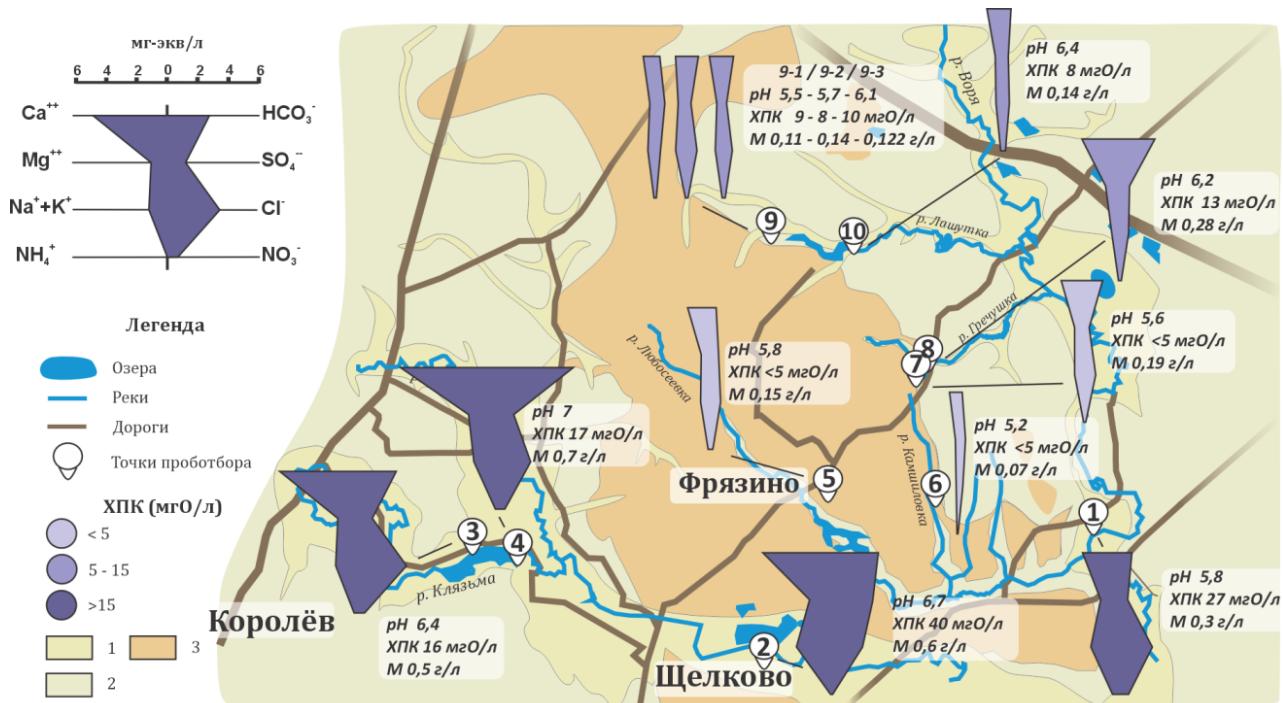


Рис. 1. Состав и основные показатели родниковых вод Щелковского городского округа. 1 - Валдайский горизонт. Аллювиальные отложения надпойменной террасы. (alIv) Пески, суглинки. 2 – Московский горизонт. Водно-ледниковые отложения. (f,IgIIms). Пески, валуны. 3 - Московский горизонт. Ледниковые отложения (морена). (gIIms). Суглинки с гравием

Важным показателем являлась величина показателя ХПК: значение доходило до 40 мгО/л (родник 2), что обусловлено нахождением родника вблизи Щелковских очистных сооружений. Для родников 1, 3, 4 значения также повышены, но связаны с общей загрязненностью – здесь наблюдаются высокие значения для содержания нескольких ионов макросостава и повышенная минерализация.

Таблица 1. Значения физико-химических параметров и макросостав вод родников.

№		1	2	3	4	5	6	7	8	9-1	9-2	9-3	10	C3
Ca ²⁺	МГ/л	43,9	91,1	101	123	26,5	11,7	28,9	47,9	14,2	14,8	16,9	18,3	38,3
Mg ²⁺		11,7	16,8	14,4	21,2	5,6	2,3	6,3	9,9	3,4	6	4,2	4,4	16,5
Na ⁺		31,8	50,3	19,8	28,3	9,1	2,5	11,1	8,1	6,5	9,8	7	4,3	23,8
K ⁺		8,8	4,8	18,9	3,9	1,4	0,8	1,3	3,3	4,2	11	5,5	4,7	2,74
HCO ₃ ⁻		61,3	189	160	317	29,7	14,9	83,3	140	22,6	48,8	42,2	42,2	222
SO ₄ ²⁻		35,5	136	48	59,8	30,7	23,1	21,8	32,3	34,9	16	13,3	23,4	18,2
Cl ⁻		85,1	74,8	117	83,3	27,8	10,2	30,2	23,5	16,2	25	23,2	20,7	15,9
NH ₄ ⁺		3,7	0,7	2,0	0,4	0,2	0,1	0,2	0,4	0,4	1,1	0,5	0,3	0,52
NO ₃ ⁻		47,7	8,9	32	39	16,9	4,6	7,3	10,5	10,4	8,6	9,3	19,3	2,13
M		329	573	513	676	147	70	190	276	112	141	122	137	354
pH		5,8	6,7	6,4	7,0	5,8	5,2	5,6	6,2	5,5	5,7	6,1	6,4	5,82
Жесткость	МГ-ЭКВ/л	3,1	5,9	6,2	7,9	1,8	0,8	2	3,2	1	1,2	1,2	1,3	не указано
XPK	мгО/л	27	40	16	17	<5	<5	<5	13	9	7,7	10	8	

Еще одним аспектом исследования являлся мониторинг состава и свойств растворенного органического вещества (РОВ) в родниковых водах. Анализ спектров поглощения и расчет оптических индексов выявили сезонную динамику, что служит дополнительным индикатором процессов, происходящих в области питания родников. На основе полученных спектров были посчитаны индексы (Li, Hur, 2017): D250/D365 (молекулярная масса), D254/D436 (соотношение автохтонного и аллохтонного вещества), D256/D365 (степень гумификации), D365/D470 (соотношение РОВ с разными функциональными группами).

Было установлено, что значения оптических индексов, характеризующих молекулярную массу (D250/D365), соотношение автохтонного и аллохтонного вещества (D254/D436), степень гумификации (D256/D365) и состав функциональных групп (D365/D470) являются наиболее показательными, поскольку варьируют в зависимости от пробы, что позволило провести их сравнение между собой. Основную роль играла корреляция с показателями ХПК и рН.

Проведенные исследования позволяют заключить, что формирование химического состава родниковых вод на территории Щелковского городского округа представляет собой сложный процесс, обусловленный сочетанием природных и антропогенных факторов. Анализ гидрохимических данных выявил наличие специфических маркеров, свидетельствующих о заметном влиянии хозяйственной деятельности на качество подземных вод. Установленные закономерности свидетельствуют о необходимости учёта комплексного воздействия различных источников при оценке состояния водных объектов.

Благодарности. Работа выполнена в рамках фундаментальной НИР "Развитие комплексных методов физической, прогнозно-поисковой и экологической геохимии", номер ЦИТИС 121061600048-7.

Список литературы.

1. Генеральный план городского округа Щёлково Московской области. Том 2. Охрана окружающей среды. (URL: <https://shhyolkovo.ru/normativnye-dokumenty/arkhitektura-i-gradostroitelstvo/utverzhenny-generalnyy-plan-gorodskogo-okruga-shchelykovo>. Дата доступа: 15.03.2024)
2. ГОСТ 31859-2012. Вода. Метод определения химического потребления кислорода
3. Шварцев С. Л. Гидрохимия зоны гипергенеза. 2-е изд.. исправл. и доп. М.: Недра, 1998. 366 с.
4. Li P., Hur J. Utilization of UV-Vis spectroscopy and related data analyses for dissolved organic matter (DOM) studies: A review //Critical Reviews in Environmental Science and Technology. – 2017. – Т. 47. – №. 3. – С. 131-154.

Драздова А.В.¹, Рудько С.В.¹, Шацилло А.В.², Латышева И.В.¹, Рудько Д.В.², Федюкин И.В.²

¹Москва, Геологический институт РАН, annadrazd@gmail.com

²Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВЕНЧАЮЩИХ ДОЛОМИТОВ ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ НА ОСНОВАНИИ ИЗУЧЕНИЯ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПРИМЕСНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Введение. Венчающими доломитами называют загадочные горизонты доломитов, часто перекрывающие ледниковые отложения неопротерозоя (Hoffman et al., 2011). Особенно широко распространены венчающие доломиты оледенения Марино (ок. 655-635 Ma (Zhang et al., 2008; Condon et al., 2005)), представляющие собой вещественную запись условий среды после предположительно глобального ледникового эпизода «Земля-снежок» (Kirschvink, 1992). Получение информации о климате непосредственно по завершении оледенения дает возможность судить о его масштабе, однако вопрос о способе и условиях образования венчающих доломитов в настоящее время далек от решения. Существует более 7 гипотез, объясняющих этот процесс и требующих тестирования (Yu et al., 2020).

Данные для него есть шанс получить с помощью анализа микроэлементов в карбонатных породах – относительно нового направления, активно развивающегося в течение последних десятилетий. Оно опирается на допущение, согласно которому микроэлементы входят в карбонатные минералы в известном или, по крайней мере, предсказуемом соотношении, что позволяет проводить надежные реконструкции древних условий окружающей среды. Особая ценность геохимических данных связана с высокой стабильностью соотношений микроэлементов даже в породах, подвергшихся интенсивному диагенезу (Webb and Kamber, 2000).

Для венчающих доломитов до сих обсуждается вопрос первичности или вторичности непосредственно доломита. В связи с этим большое значение имеет тот факт, что систематических различий в характере распределения РЭ+Y между доломитизированными и не подвергшимися

доломитизации образцами не выявлено. Также не обнаружена зависимость между интенсивностью процесса доломитизации и концентрацией РЗЭ (Feng et al., 2016).

Венчающие доломиты Патомского нагорья залегают в кровле Среднесибирского гляциогоризонта и локально демонстрируют отличную сохранность и низкое содержание терригенной компоненты, что делает их ценным объектом для геохимических исследований.

Материалы и методы. Концентрации части элементов (Sr , Mn , Mg , Fe) определялись методом пламенной атомно-абсорбционной спектрометрии на спектрометре КВАНТ-2А (КОРТЭК, Россия) с использованием ацетилено-воздушного пламени. Большая часть концентраций микроэлементов, в том числе редкоземельных, была получена методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на масс-спектрометре Element-2 (Thermo Fisher Scientific, Germany) (Okina et al., 2018). Все анализы были проведены в лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН.

Результаты. Среди наиболее значимых для карбонатов примесных элементов вызывает интерес содержание стронция, значительно повышенное (вплоть до 1500 мг/кг) в пробах с разреза на реке Большой Патом по сравнению с другими разрезами венчающих доломитов оледенения Марино как в пределах Патомского нагорья, так и в целом по миру (Font et al., 2006).

В этом разрезе слоистость выражена чередованием слойков, сложенных крупными микритовыми пелоидами (в литературе эти образования получили специальное название макропелоиды) доломитового состава, связанными пойкилитовым кальцитовым цементом, и слойками комковатого микритового доломита. Концентрации стронция и доля доломита меняются в противофазе, и что позволяет связать высокие содержания стронция с кальцитовым диагенетическим цементом. Концентрация стронция до 1500 мг/кг может достигаться в абиогенном кальците (Carpenter and Lohmann, 1992). В разрезах с меньшей долей кальцита содержание стронция уменьшается пропорционально.

Содержания марганца повышены во всех разрезах венчающих доломитов Патомского нагорья и, вероятно, связаны именно с доломитовой фазой. Высокое содержание катионов Mn^{2+} в венчающих доломитах оледенения Марино обычно и может быть обусловлено либо их накоплением в воде за счет гидротермальных процессов во время оледенения, либо ремобилизацией MnO_2 в отложениях во время постледникового восстановления первичной продуктивности. Ремобилизация MnO_2 подтверждается более низким содержанием Mn в верхней части формации Нантуо в Китае (Ning et al., 2021). Уменьшение содержания марганца вверх по разрезу прослеживается и в венчающих доломитах Патомского нагорья.

Первым этапом в изучении распределения РЗЭ+Y является анализ их пригодности для этого метода, поскольку загрязнение пород фосфатами, гидроксидами железа и особенно обломочной примесью, которая сглаживает аномалии на графиках РЗЭ за счет содержаний элементов, похожих на таковые постархейских австралийских сланцев (PAAS).

Для проверки вклада редкоземельных элементов из обломочной примеси в общую картину используются точечные диаграммы зависимости содержания тория и циркония от общего содержания редкоземельных элементов и иттрия. Чем больше корреляция между этими величинами, тем больший вклад в общее содержание внесла обломочная примесь (Frimmel, 2009).

Коэффициент корреляции между общим содержанием РЗЭ+Y и Zr составляет 0,50, а РЗЭ+Y и Th – 0,84, что отвечает заметной и высокой тесноте связи соответственно. Однако ситуация меняется при удалении списка данных двух образцов с разрезов с наибольшим содержанием терригенной примеси – с разреза на реке Сень и озере Ничатка. В этом случае коэффициент корреляции между общим содержанием РЗЭ+Y и Zr составляет 0,28, а РЗЭ+Y и Th – 0,41, и теснота связи становится слабой и умеренной соответственно.

Маркером загрязнения фосфатами считается обогащение тяжелыми РЗЭ, которого не наблюдается практически во всех пробах (Baldwin et al. 2011).

В настоящее время нет надежных критериев для определения загрязнения РЗЭ карбонатов элементами из гидроксидов железа, однако распределение РЗЭ+Y в них обычно повторяет графики для морской воды (Kamber et al., 2014).

В целом можно сделать вывод о том, что большая часть измеренных проб пригодна для реконструкции условий палеосреды, за исключением двух образцов – с реки Сень и озера Ничатка.

Соленость. Морские воды имеют крайне характерное распределение РЗЭ+Y с положительной аномалией La и Gd и отрицательной Ce, а также сильно суперхондритовым отношением Y/Ho и $\text{Pr}_n/\text{Yb}_n \ll 1$. В венчающих доломитах Патомского нагорья есть часть этих черт, хотя породы записывают не

тически морской состав воды. При этом некоторые черты (значения Y/Но больше 28, положительная аномалия Gd в ряде образцов) также не отвечают типично речным водам. Возможно, такие характеристики связаны с предполагаемым активным выветриванием карбонатов после окончания масштабного оледенения (Font et al., 2010).

Содержание кислорода в воде – значимый параметр, во многом определяющий состав биоценоза. Например, венчающие доломиты интерпретируют как результат активности сульфатредуцирующих бактерий, в том числе опираясь на соотношение V/(V+Ni), демонстрирующее субоксийную и аноксийную обстановки (Nedelic et al., 2005). Тем не менее, и в статье Nedelic с соавторами часть разреза попадает кислородную в зону, в которой невозможна жизнедеятельность сульфатредукторов.

В разрезе на реке Большой Патом все пробы, кроме нижней, попадают в кислородную зону, как и во всех остальных образцах. Однако стоит отметить, что содержание кислорода может сильно варьировать в пределах осадка. Например, в микробиальных матах под слоем с оксийными условиями может находиться бескислородный участок, пригодный для жизни сульфатредуцирующих бактерий (Bosak et al., 2013).

Заключение. По распределению примесных, в том числе редкоземельных элементов в венчающих доломитах Патомского нагорья можно сделать вывод о накоплении фации пелоидных доломитов в условиях опреснения океана или пресноводных условиях. Потоки, поставляющие в бассейн пресную воду, могли размывать более древние карбонатные породы морского происхождения, широко распространенные в Патомском палеобассейне (Покровский и др., 2010). Кроме того, поровые воды преимущественно имели высокое содержание кислорода. Породы с трех из пяти разрезов (на реке Сень, озере Ничатка и реке Ура) непригодны для восстановления условий накопления по содержанию редкоземельных элементов и иттрия.

Благодарности. Работа выполнена в Геологическом институте РАН при финансовой поддержке гранта РНФ № 25-27-00248.

Список литературы

1. Покровский Б.Г., Чумаков Н.М., Мележик В.А. и др. Геохимические особенности неопротерозойских «венчающих доломитов» Патомского палеобассейна и проблема их генезиса // Литология и полезные ископаемые. 2010. №6. С.644-661.
2. Bosak T., Mariotti G., MacDonald F.A., et al. Microbial Sedimentology of Stromatolites in Neoproterozoic Cap Carbonates // The Paleontological Society Papers. 2013. V.19. P.105-124.
3. Carpenter S.J., Lohmann K.C. Sr/Mg ratios of modern marine calcite: Empirical indicators of ocean chemistry and precipitation rate // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1992. V.56. P.1837–1849.
4. Condon D., Zhu M., Bowring S., et al. U-Pb ages from the Neoproterozoic Doushantuo Formation, China // Science. 2005. V.308, P.95-98.
5. Font E., Nédélec A., Trindade R.I.F., et al. Chemostratigraphy of the Neoproterozoic Mirassol d’Oeste cap dolostones (Mato Grosso, Brazil): An alternative model for Marinoan cap dolostone formation // Earth and Planetary Science Letters. 2006. V.250. P.142-157.
6. Font E., Nédélec A., Trindade R.I.F., et al. Fast or slow melting of the Marinoan snowball Earth? The cap dolostone record // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2010. V.295. P.192-208.
7. Frimmel H.E. Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as palaeoenvironmental indicator // Chemical Geology. 2009. V.258. P.295-309.
8. Kirschvink J.L. Late Proterozoic low-latitude global glaciation: the snowball Earth // The Proterozoic Biosphere. 1992. P.51-52.
9. Nedelec A., Affaton P., France Lanord C., et al. Sedimentology and chemostratigraphy of the Bwipe Neoproterozoic cap dolostones (Ghana, Volta Basin): a record of microbial activity in peritidal environment // Sciencedirect. 2005. V.4. P.1-17.
10. Ning M., Yang F., Ma H., et al. Precipitation of Marinoan cap carbonate from Mn-enriched seawater // Earth-Science Reviews. 2021. V.218.
11. Okina O.I., Lyapunov S.M., Dubensky A.S. Influence of sample treatment after bomb digestion on determination of trace elements in rock samples by ICP-MS // Microchem. J. 2018. V.140. P.123-128.
12. Yu W., Algeo T.J., Zhou Q., et al. Cryogenian cap carbonate models: a review and critical assessment // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2020. V.552.
13. Zhang S., Jiang G., and Han Y. The age of the Nantuo Formation and Nantuo glaciation in South China // Terra Nova. 2008. V.20, P.289-294.

Дробинина Е.В., Белкин П.А., Ушакова Е.С.
Пермский государственный национальный исследовательский университет,
alenadrobinina@yandex.ru

К ВОПРОСУ ИЗУЧЕНИЯ УСЛОВИЙ АККУМУЛЯЦИИ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ДОЛГОВРЕМЕННОГО СКЛАДИРОВАНИЯ ОТХОДОВ

Введение. Минералого-геохимическое изучение донных отложений водоёмов может предоставить обширную информацию об истории их формирования (Мальцев, 2019), а вовлечение в исследование современных инструментов анализа данных позволяет значительно расширить спектр аналитических процедур.

Весьма интересными для изучения являются донные отложения высокоминерализованных (гиперсалинных) щелочных водных объектов. Такие обстановки, как правило, складываются в условиях бессточных ландшафтов и преобладания испарения над атмосферными осадками (Saccò et al., 2021; Liang et al., 2024). Так, природные щелочные озера представляют собой уникальные природные лаборатории для изучения процессов осаждения низкотемпературных минералов и распределения химических элементов между раствором, газами и минеральными компонентами. Такие объекты являются превосходной средой для изучения различных процессов кристаллизации, роста и трансформации минералов, включая образование метастабильных фаз, осаждение после экстремального пресыщения, со-осаждение минералов, влияние динамических условий и др. (Raudsepp, 2023).

В формировании донных отложений водоемов участвуют как процессы аутигенного минералообразования, так и привнос внешних частиц, что приводит к формированию своеобразных терригенно-эвапоритовых разрезов, фиксирующих в своих слоях «летопись» образования осадка (Страховенко, 2015). Если речь идет об искусственных гиперсалинных щелочных водоёмах, то они, как правило, являются результатом добычи и переработки легкорастворимых солей, а также химической промышленности. Отложения таких водоемов отличаются относительной пестротой разреза еще и в силу того, что их состав зависит от состава сточных вод, попадающих в водоем, и времени поступления последних.

Целью данного исследования служит анализ ключевых факторов, влияющих на аккумуляцию донных отложений в техногенном пруде-отстойнике. Послойное изучение техногенного осадка с привлечением современных аналитических инструментов позволит восстановить историю формирования осадка, условия осадконакопления, специфику поступавших в разные периоды сточных вод и другие факторы, влиявшие на его состав. Кроме того, достоверное установление вещественного состава осадков поможет подобрать ключи к разработке методов его рекультивации.

Характеристика объекта исследований. В качестве исследуемой территории рассматривается искусственный водоем, площадью 17,5 га, расположенный в городской черте г. Березники в Пермском крае (рис. 1). Для изучения осадка выполнена проходка пяти скважин с порейсовым описанием и отбором образцов ненарушенного сложения специальным пробоотборником, с применением пластиковых труб диаметром 110 мм. Расположение точек опробования (скважин) соответствует сторонам света: N – северной, E – восточной, S – южной, W – западной, и центру (C) изучаемого пруда. Проходка скважин W и E производилась в сентябре 2024 г., N и S в марте 2025 г., данные по скважине C принятые по результатам исследования 25 марта 2022 г.

Мощность пройденного донного осадка составила от 182 до 380 см. Консистенция всех образцов была однородная пастообразная, за исключением наличия отдельных кристаллов желтого цвета в срединной части разреза в точке W. Кроме того, осадок коричневого слоя в верхней части разреза характеризовался пористой зернистой текстурой. В целом, для каждой скважины было характерно наличие 9-10 слоёв, существенно отличающихся по цвету осадка (от белого и кремового до глубокого черного). Чередование цветов слоёв верхней части осадка до глубины около 1 м является похожим во всех пройденных скважинах (белый → коричневый → белый → кремовый с прослойками), что может указывать на схожесть условий его накопления на большей части исследуемого объекта. Ниже, на глубине около 1 метра, наблюдается изменчивость физических свойств, проявляющаяся в появлении пестрой окраски осадка, наличии кристаллических элементов, изменении запаха. В подошве осадка отмечается преобладание темноцветных слоев.

Кроме визуального анализа донных отложений, произведены экспериментальные исследования по определению его минерального и химического состава (Belkin et al, 2025).

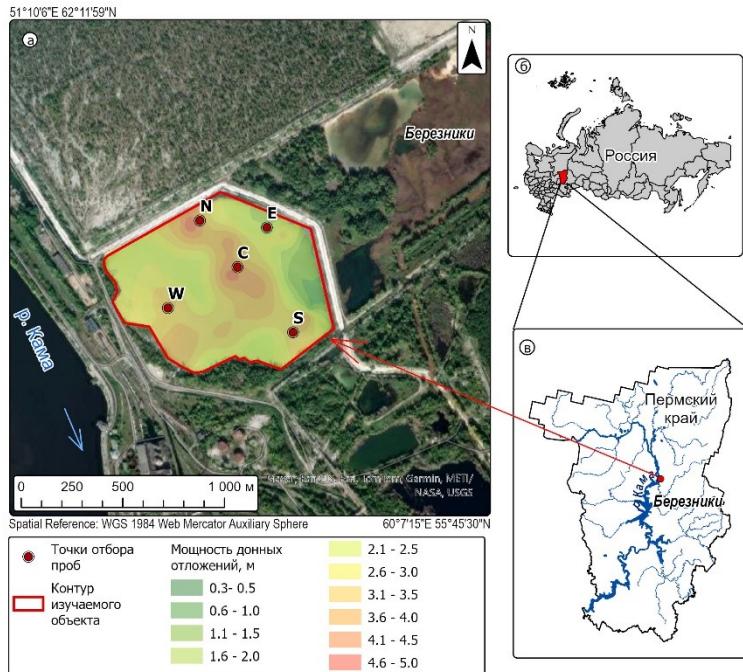


Рис. 1. Обзорная схема области исследования

Минеральный состав донных осадков в каждом слое всех изученных колонок характеризуется преобладанием кальцита. Совместно с кальцитом за счет наличия в растворе магния и натрия осаждались другие карбонаты – доломит и сода, а также сложные переходные карбонатные фазы: нортупит и трона. Средняя доля перечисленных карбонатных минералов в составе кристаллической фазы изученных проб составляет 71%. Второй по распространенности группой минералов в пробах осадка являются хлоридные соли – галит и сильвин, суммарная средняя доля которых в минеральном составе отложений составила 13%. В числе минеральных соединений серы были установлены гипс и бассанит (полуводный гидрат сульфата кальция). В ряде слоев обнаружены пирит FeS₂ и самородная сера S. Средняя доля соединений серы в минеральном составе изученных проб составила 5%. Группа терригенных минеральных компонентов представлена кварцем, полевыми шпатами, алюмосиликатами. Поступление этих минералов, вероятно, связано с привносом песка, пыли и глины за счет ветра и смыва дождевыми потоками с прилегающей территории. Средняя доля терригенных минералов в изученных пробах составила 7%. На остальную долю приходятся примеси портландита (в двух колонках) и других акцессорных минералов.

По результатам определения химического состава отмечено, что ведущие роли в компонентном составе каждого слоя осадка во всех скважинах отводятся оксиду кальция CaO, а также потерям при прокаливании (ППП), которые включают углекислый газ, высвобождающийся при термическом разрушении карбонатных минералов, также органические вещества, часть хлора и оксидов серы. Третьим по распространенности компонентом в осадке является хлор.

Проведенными исследованиями установлены основные закономерности изменения состава осадка по латерали и по глубине. Так, наиболее глубокие слои осадка по всей площади пруда характеризуются повышенными концентрациями нефтепродуктов. Эти слои имеют черный и серый цвет. Специфика минерального состава осадков нижних слоев заключается в повышенной доле терригенных компонентов (кварц, полевые шпаты), что может объясняться отсутствием дамб, окружавших пруд на начальной стадии его функционирования. Средние слои осадка характеризуются снижением доли в химическом составе основного компонента сточных вод – кальция – и ростом содержания магния, титана, серы, натрия и, в особенности, микрокомпонентов (хром, мышьяк, медь, свинец). Предположительно, этот период накопления осадка связан с одновременным поступлением со сточными водами содового производства сточных вод других окружающих предприятий (цветной металлургии, производств кислот, щелочей, продукции органического синтеза). Эти слои характеризуются наиболее разнообразным цветом осадка (яркий желтый, зеленый, красный). Кроме того, для них ярче всего отмечается дифференциация по латерали, которая указывает на различный состав сточных вод, поступавших в этот период в восточной и западной частях пруда. В дальнейшем, по мере снижения поступления сточных вод сторонних производств, интенсивность окрашивания

осадка снижалась вместе с концентрациями микроэлементов. Верхние слои осадка представляют собой белую пасту карбоната кальция с небольшим количеством примесей (Belkin et al, 2025).

Методика исследования и результаты. По результатам определения состава осадка была составлена общая база данных (БД), учитывающая массовое содержание оксидов и ППП, а также глубину отбора проб. С использованием этих данных был проведён анализ главных компонент (PCA). Данные массового содержания перед проведением анализа были нормализованы (логарифмированы).

Анализ главных компонент (PCA) выполнен в RStudio, с использованием встроенной функции языка программирования R – `prcomp()`. Функция `prcomp()` использует разложение по сингулярным значениям (Singular value decomposition, SVD), которое исследует ковариации/корреляции между индивидуумами (*individuals*). SVD, согласно справке R, имеет лучшую числовую точность (numerical accuracy). Поэтому функция `prcomp()` предпочтительнее, чем `princomp()`.

По результатам PCA по данным массового содержания определены две главные компоненты, суммарно объясняющие 59,7 % общей дисперсии, в том числе PC1 – 37,9%, PC2 – 21,8%. Для представления результатов с применением пакета `ggbio` в R для анализа данных построен би-плот с нанесенными векторами переменных и визуализацией проб с группировкой по точкам отбора (рис. 2). Изменчивость химического состава отложений в каждой точке отбора определяется преимущественно первой главной компонентой PC1, изменчивость между точками отбора – второй главной компонентой (см. ориентировку групп-овалов вдоль оси X, каждая из которых соответствует определенной точке отбора).

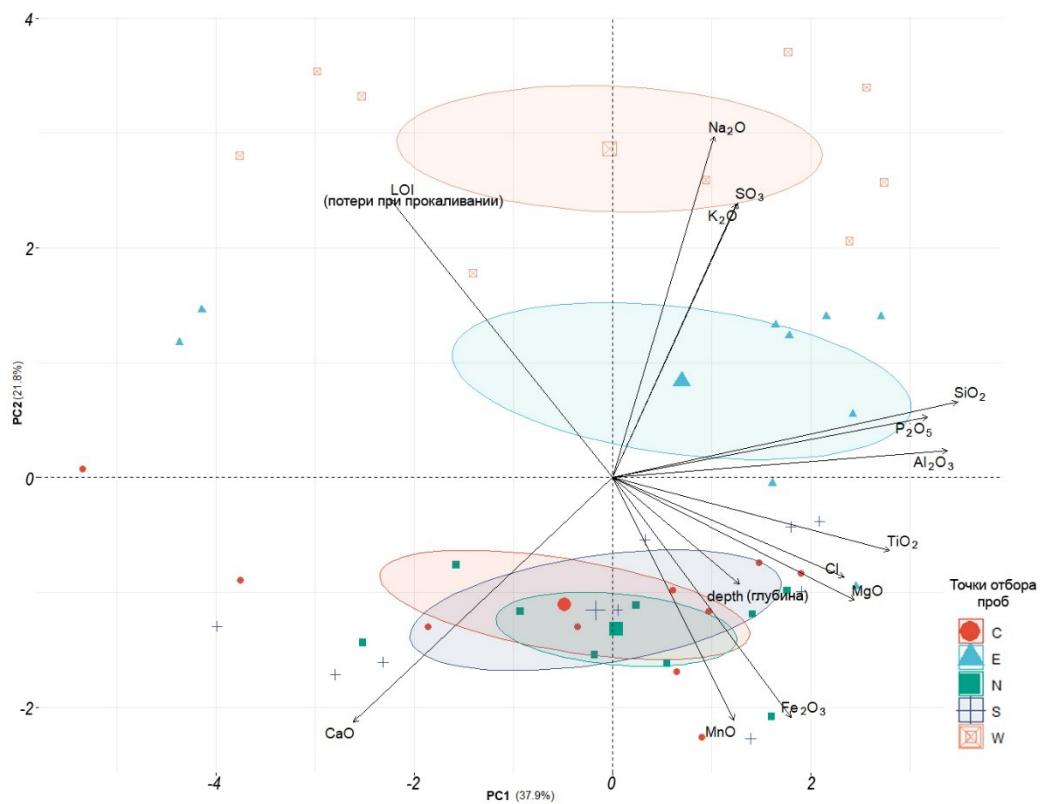


Рис. 2. Биплот PCA по выборке результатов химического анализа проб осадка

По второй главной компоненте выделяются три группы точек отбора, соответствующие их пространственному положению: западная (W), восточная (E), а также группа точек отбора, расположенных в центре озера, в удалении от источников поступления сточных вод (N, C, S). На основании такого положения можно сделать вывод, что близость к источнику поступления сточных вод оказала влияние на состав осадка.

Анализируя векторы переменных, можно выделить компоненты вещественного состава твердой фазы осадка, содержание которых взаимно коррелируется. Так, содержание оксидов кремния, фосфора и алюминия коррелируются друг с другом, а также с первой главной компонентой PC1. В другую аналогичную группу можно выделить хлор, оксид титана и магния. Содержание марганца (по MnO) и железа (по Fe₂O₃) увеличивается с ростом глубины отбора проб, при этом обратная зависимость содержания этих компонентов наблюдается в сопоставлении с потерями при прокаливании (ППП).

Содержание оксидов калия и натрия тесно связано между собой, а также коррелируется с содержанием серы (по SO₃), и все они вместе – со второй главной компонентой РС2.

Исходя из данных рисунка, можно предположить, что изменчивость состава осадка по РС1 определяется изменением количества примесей (кремний, фосфор, алюминий, титан, магний), а изменчивость по РС2 связана с вариацией щелочности и солёности.

Заключение. Результаты изучения вещественного состава соленого щелочного осадка, накопленного в заброшенном пруде-отстойнике на территории г. Березники, показали его сложное строение. Установлено, что ведущим фактором формирования осадков являлось осаждение твердых частиц (главным образом, кальцита) из сточных вод производства соды. Этот результат сочетается с историческими сведениями о пруде. По имеющимся сведениям, пруд принимал в себя дистиллерную жидкость содового производства с момента своего создания (около 1950-х гг.) до недавнего времени. Однако, в отличие от обычных производственных отстойников сточных вод содового производства, изучаемый пруд на протяжении многих лет являлся приемником сточных вод с других предприятий, а также претерпевал периодические изменения уровня воды и её состава. Вследствие этих факторов, сформированный в пруде осадок характеризуется наличием разнообразных слоёв, отличающихся как физическими свойствами (цвет, консистенция, запах), так и вещественным составом.

Метод РСА для изучения состава осадков весьма информативен, показывает неоднородность, связанную с пространственным положением точек отбора как по латерали, так и по глубине, и как следствие связь с источником и временем поступления вещества в осадок. Полученные сведения о вариациях минерального и химического состава осадков являются исходной информацией для выбора методов обращения с накопленными отходами.

Благодарности. Исследование выполнено при поддержке гранта Российского научного фонда № 24-77-10062, <https://rscf.ru/project/24-77-10062/>.

Список литературы

1. Мальцев, А.Е. Геохимия сапропелей голоценовых разрезов из малых озер юга Западной Сибири и Восточного Прибайкалья. Новосибирск : Академическое изд-во «Гео», 2019. 444 с. DOI: 10.21782/B978-5-6041446-9-5
2. Осовецкий Б. М. Прецизионные методы исследования минералов. Пермь, 2021. 156 с.
3. Belkin, P., Blinov, S., Drobinina, E., Menshikova, E., Vaganov, S., Perevoshchikov, R., Tomilina, E. Factors of Bottom Sediment Variability in an Abandoned Alkaline Waste Settling Pond: Mineralogical and Geochemical Evidence // Minerals 2025, 15, 662. <https://doi.org/10.3390/min15060662>.
4. Liang Ch., Yang B., Cao Y., Liu K., Wu J., Hao F., Han Y., Han W. Salinization mechanism of lakes and controls on organic matter enrichment: From present to deep-time records // Earth-Science Reviews, V. 251, 2024, 104720, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2024.104720>.
5. Raudsepp M.J., Wilson S., Morgan B. Making salt from water: the unique mineralogy of alkaline lakes // Elements 2023; 19 (1): 22–29. doi: <https://doi.org/10.2138/gselements.19.1.22>.
6. Saccò M., White N.E., Harrod Ch., Salazar G., Aguilar P., Cubillos C.F., Meredith K., Baxter B.K., Oren A, Anufriieva E., Shadrin N., Marambio-Alfaro Y., Bravo-Naranjo V., Allentoft M.E.. Salt to conserve: a review on the ecology and preservation of hypersaline ecosystems // Biological Reviews. V. 96, Iss. 6 December 2021 P. 2828-2850. <https://doi.org/10.1111/brv.12780>.

Жданова Л.Р.

Санкт-Петербургский государственный университет, Институт Наук о Земле, zh_lada00@mail.ru

ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНАЯ КРИСТАЛЛОХИМИЯ БЕЗВОДНЫХ ЭКСГАЛЯЦИОННЫХ СУЛЬФАТОВ

Введение. Фумарольные поля вулкана Толбачик (полуостров Камчатка, Россия) привлекают внимание большого количества исследователей. Уникальные физико-химические условия минералообразования фумарол окислительного типа приводят к кристаллизации богатейших (часто уникальных) минеральных ассоциаций (Вергасова и Филатов, 1993; Пеков и др., 2020). В пределах Второго конуса описано несколько крупных фумарол, наибольшую известность из которых получила фумарола «Ядовитая» (Вергасова и Филатов, 2016). В разрезе фумаролы четко прослеживается так называемая «сульфатная зона» (Вергасова и Филатов, 2016), для которой характерна минеральная ассоциация, отличающаяся широким разнообразием сульфатов меди (Пеков и др., 2020). К типичным минералам, слагающим эту зону, относятся: тенорит CuO, халькохианит Cu(SO₄), эвхлорин KNaCu₃O(SO₄)₃, долерофанит Cu₂O(SO₄), ключевскит K₃Cu₃FeO₂(SO₄)₄,

алюмоключевскит $K_3Cu_3AlO_2(SO_4)_4$, вергасовит $Cu_3O(MoO_4)(SO_4)$, камчаткит $KCu_3O(SO_4)_2Cl$, крашенинниковит $KNa_2CaMg(SO_4)_3F$, а также вульфит $K_3NaCu_4O_2(SO_4)_4$ и паравульфит $K_5Na_3Cu_8O_4(SO_4)_8$.

В рамках настоящей работы предпринята попытка изучения высокотемпературной кристаллохимии ряда безводных сульфатов меди и щелочных металлов комплексом порошковых и монокристальных рентгеновских методов.

В докладе представлены результаты исследования семи минералов: халькоцианита, долерофанита, камчаткита, вергасовита, вульфита, паравульфита и крашенинниковита, отобранных из сульфатной зоны фумаролы «Ядовитая».

Основные результаты. *Халькоцианит* устойчив до температуры 950 ± 10 К. Тепловое расширение минерала резко анизотропно ($\alpha_{11} = 7.36$, $\alpha_{22} = 31.85$, $\alpha_{33} = 2.36 \times 10^{-6} K^{-1}$ по результатам монокристального анализа; $\alpha_{11} = 8.29$, $\alpha_{22} = 32.82$, $\alpha_{33} = 4.83 \times 10^{-6} K^{-1}$ по данным порошкового анализа). В направлении наибольшего теплового расширения в структуре минерала вытянуты цепочки, построенные объединением полиздротов CuO_6 по ребру. Анизотропия изменения длин связей в октаэдрах CuO_6 обеспечивает анизотропное расширение структуры минерала.

Крашенинниковит устойчив до температуры 815 ± 10 К по данным порошкового исследования. Тепловое расширение минерала слабо анизотропно, главные значения тензора теплового расширения не меняются при нагревании ($\alpha_{11} = \alpha_{22} = 29.10$, $\alpha_{33} = 24.16 \times 10^{-6} K^{-1}$). Слабая анизотропия теплового расширения минерала может быть объяснена с точки зрения анизотропии распределения длин связей. Вдоль оси c в структуре крашенинниковита отмечается удлинение цепочек $[Mg_2O_8F_2]^{14-}$, которые инкрустируются сульфатными тетраэдрами. Такая конструкция является содержит в себе систему наиболее коротких связей, что объясняет наименьшее тепловое расширение вдоль удлинения этих цепочек. Анизотропия распределения длин связей щелочных и щелочноземельных катионов приводит к большему тепловому расширению в направлениях a и b .

Долерофанит устойчив до температуры 910 ± 10 К по данным порошкового эксперимента и до 925 ± 10 К по данным монокристального исследования. Тепловое расширение минерала резко анизотропно ($\alpha_{11} = -2.61$, $\alpha_{22} = 13.47$, $\alpha_{33} = 20.15$, $\alpha_\beta = 6.81 \times 10^{-6} K^{-1}$ по данным порошкового анализа; $\alpha_{11} = -2.14$, $\alpha_{22} = 12.21$, $\alpha_{33} = 18.1$, $\alpha_\beta = 5.96 \times 10^{-6} K^{-1}$ по данным монокристального анализа). Главные значения тензора теплового расширения незначительно уменьшаются вплоть до температуры плавления ($\alpha_{11} = -2.61 \rightarrow -2.77$, $\alpha_{22} = 13.47 \rightarrow 13.39$, $\alpha_{33} = 20.15 \rightarrow 19.97$, $\alpha_\beta = 6.81 \rightarrow 5.79 \times 10^{-6} K^{-1}$ по данным порошкового анализа; $\alpha_{11} = -2.14 \rightarrow -2.32$, $\alpha_{22} = 12.21 \rightarrow 12.20$, $\alpha_{33} = 18.1 \rightarrow 18.0$, $\alpha_\beta = 5.96 \rightarrow 5.94 \times 10^{-6} K^{-1}$ по данным монокристального анализа). Особенности теплового расширения минерала объясняются сдвиговыми деформациями его структуры, которые отражаются в увеличении угла моноклинности с повышением температуры, а также анизотропией изменения длин связей в полиздрах меди.

Камчаткит устойчив до температуры 590 ± 10 К. Тепловое расширение минерала анизотропно ($\alpha_{11} = 24.41$, $\alpha_{22} = 2.80$, $\alpha_{33} = 7.6 \times 10^{-6} K^{-1}$). Значение α_{11} уменьшается ($24.41 \rightarrow 24.26$), а α_{22} и α_{33} остаются неизменными вплоть до температуры плавления. Анизотропия теплового расширения камчаткита по большей части объясняется анизотропией распределения длин связей в полиздрах CuO_5Cl , а также значительным увеличением длин связей К-О. Также небольшой вклад вносит шарнирный механизм деформации.

Паравульфит устойчив до температуры 575 ± 10 К по данным порошкового исследования и до 600 ± 25 К по данным монокристального эксперимента, после чего моноклинный паравульфит переходит в ромбический вульфит. Тепловое расширение паравульфита резко анизотропно: $\alpha_{11} = 118.9$, $\alpha_{22} = 18.8 \rightarrow 18.7$, $\alpha_{33} = 40.3 \rightarrow 39.8$, $\alpha_\beta = -9.6 \rightarrow -9.6 \times 10^{-6} K^{-1}$. Главные значения тензора теплового расширения незначительно уменьшаются вплоть до температуры плавления. Наименьшее тепловое расширение ожидаемо наблюдается вдоль цепочек медных полиздротов, поскольку вдоль этого направления проходит система наиболее коротких связей. Резкая анизотропия теплового расширения в плоскости ac объясняется изменением геометрии стержней, составленных цепочками $[Cu_4O_{19}]^{30-}$, инкрустированными сульфатными тетраэдрами. Это изменение проявляется в повороте всего стержня, сопровождающейся разворотом полиздра Cu_3O_5 относительно других полиздротов цепи вплоть до перехода паравульфита в вульфит. В плоскости ac структуру минерала можно описать как чередование прочных стержней, связанных между собой полиздрами натрия и калия. Поскольку позиции катионов распределены равномерно и не меняются при повышении температуры, именно изменение геометрии цепи обуславливает анизотропию теплового расширения минерала в этой плоскости.

Вульфит устойчив до температуры 875 ± 10 К по данным порошкового анализа и до 800 ± 25 К по данным монокристального анализа. Тепловое расширение минерала анизотропно, главные значения тензора теплового расширения при температуре 650 К следующие: $\alpha_{11} = 55.05$, $\alpha_{22} = 1.227$, $\alpha_{33} = 34.66 \times 10^{-6} K^{-1}$. Наименьшее тепловое расширение наблюдается вдоль оси b , то есть вдоль удлинения стержней из медных и

сульфатных полизидров, содержащих систему наиболее прочных связей. Слабая анизотропия теплового расширения в плоскости *ac* объясняется разницей в длинах связей полизидров Na и K: так же, как и для паравульфита, структуру вульфита в плоскости *ac* можно описать как чередование прочных стержней, связанных между собой полизидрами натрия и калия.

Вергасовит устойчив до температуры 895 ± 10 К по результатам порошкового анализа и до 950 ± 15 К по данным монокристального исследования, при дальнейшем повышении температуры происходит его твердофазный переход в купромолибдит, $\text{Cu}_3\text{O}(\text{MoO}_4)_2$. Тепловое расширение минерала резко анизотропно, главные значения тензора теплового расширения меняются при нагревании (для порошковой пробы: $\alpha_{11} \times 10^{-6} = 16.98 \rightarrow 16.81 \text{K}^{-1}$, $\alpha_{22} \times 10^{-6} = -6.45 \rightarrow 12.64 \text{K}^{-1}$, $\alpha_{33} \times 10^{-6} = 24.14 \rightarrow 23.81 \text{K}^{-1}$; для монокристальной пробы: $\alpha_{11} \times 10^{-6} = 18.48 \rightarrow 18.71 \text{K}^{-1}$, $\alpha_{22} \times 10^{-6} = -10.0 \rightarrow 18.7 \text{K}^{-1}$, $\alpha_{33} \times 10^{-6} = 24.91 \rightarrow 25.32 \text{K}^{-1}$). Тепловое расширение минерала минимально вдоль цепей $[\text{O}_2\text{Cu}_6]^{8+}$, сформированных тетраэдрами OCu_4 . Особенности теплового расширения минерала можно объяснить анизотропией изменения длин связей в октаэдрах Cu_1O_6 и Cu_3O_6 и гибкостью углов связей S-O-Cu и Mo-O-Cu, приводящей к шарнирным деформациям.

При температуре 950 К происходит твердофазный переход вергасовита в купромолибдит. Параметры элементарной ячейки при этом изменяются следующим образом (значения от 950 К до 975 К): $a: 7.5241 \rightarrow 7.7513 \text{\AA}$, $b: 6.8411 \rightarrow 6.8987 \text{\AA}$, $c: 13.7591 \rightarrow 14.6894 \text{\AA}$, $V: 708.22 \rightarrow 785.50 \text{\AA}^3$. Превращение также интересно тем, что происходит со скачком объема, но без разрушения кристалла.

Заключение. На основе исследования можно сделать ряд выводов о вкладе различных механизмов в анизотропию теплового расширения исследованных экспансионных сульфатов. Анизотропия теплового расширения изученных минералов объясняется либо анизотропией распределения длин связей в полизидрах катионов, либо сдвиговыми деформациями.

В минералах меди анизотропия длин связей обуславливается наличием эффекта Яна-Теллера в координационных полизидрах меди. Ярче всего этот эффект проявляется в простых сульфатах меди, таких как халькокианит и долерофанит. Помимо эффекта Яна-Теллера, анизотропия теплового расширения может быть обусловлена анизотропией распределения длин связей полизидров щелочноземельных катионов, что можно продемонстрировать на примере высокотемпературной кристаллохимии минерала крашенинниковит. В структурах изученных минералов, содержащих «дополнительный» атом кислорода, оксоцентрированные полизидры OCu_4 объединяясь друг с другом формируют одномерные и двумерные жесткие комплексы. Увеличение угла моноклинности в структуре долерофанита приводит к небольшому вкладу сдвиговой деформации в анизотропию теплового расширения. Наличие цепочек оксоцентрированных тетраэдров, объединенных «мягкими» полизидрами калия в структуре камчаткита при нагревании приводит к сдвиговым (шарнирным) деформациям. В структуре паравульфита перестройка структура, основанная на шарнирных деформациях, приводит к фазовому переходу в вульфит. Отдельный и очень интересный случай представляет собой тепловое поведение смешанного оксосульфат-молибдата вергасовита. При его нагревании происходит перераспределение катионов в тетраэдрических позициях, приводящее к фазовому переходу без потери кристалличности вещества.

Расчет изменения объемов полизидров показал, что тетраэдры SO_4 и OCu_4 при нагревании меняют свой объем в пределах погрешности измерения, тогда как объемы полизидров меди значительно увеличиваются. Таким образом, во всех структурах комплекс, образованный сульфатными и оксоцентрированными тетраэдрами остается неизменным, тогда как в окружающих его полизидрах наблюдаются значительные изменения. За счет этого возникают ротационные движения жестких элементов структур, объединенных между собой «мягкими» полизидрами (например, атомов K и Na). В некоторых случаях такие механизмы релаксации структуры приводят к фазовым переходам, однако даже после него остатки оксоцентрированных комплексов сохраняются вплоть до разложения.

Список литературы

1. Вергасова Л.П., Филатов С.К. Минералы вулканических экспансионий – особая генетическая группа (по материалам Толбачинского извержения 1975–1976 гг.) // Записки ВМО. 1993. Т.122. №4. С.68-76.
2. Вергасова Л.П., Филатов С.К. Опыт изучения вулканогенно-экспансионной минерализации // Вулканология и сейсмология. 2016, Т.2, С.3-17.
3. Пеков И.В., Агаханов А.А., Зубкова Н.В., Кошлякова Н.Н., Щипалкина Н.В., Сандалов Ф.Д., Япсакурт В.О., Турчкова А.Г., Сидоров Е.Г. Фумарольные системы окислительного типа на вулкане Толбачик – минералогический и геохимический уникум // Геология и геофизика. 2020. Т.2. Вып. 5-6. С.826-843.

Игнатьев Я.А.

Институт геологии Карельского научного центра РАН akovignatev@gmail.com

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ БЕЗЫМЯННОГО ОЗЕРА В РАЙОНЕ ПОСЕЛКА СИКОПОХЬЯ ПО ДАННЫМ ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА

Введение. Палеогеографические исследования играют ключевую роль в реконструкции природных условий прошлых эпох, позволяя понять динамику изменений окружающей среды. Озерные отложения, в частности, являются ценным источником информации о климатических, гидрологических и экологических условиях, существовавших в период их формирования. Диатомовый анализ, основанный на изучении ископаемых диатомовых водорослей, предоставляет уникальные данные о физико-химических параметрах водоемов, таких как температура, соленость, уровень pH водной среды.

Изучаемая территория расположена в юго-западной части Республики Карелия в Лахденпохском районе в пределах развития краевого конечно-моренного комплекса сальпаусселья I. В рамках данной работы представлены результаты исследования донных отложений безымянного озера (рис. 1), расположенного в районе поселка Сикопохья (абсолютная отметка (абс. отм.) уреза воды которого 106 м).

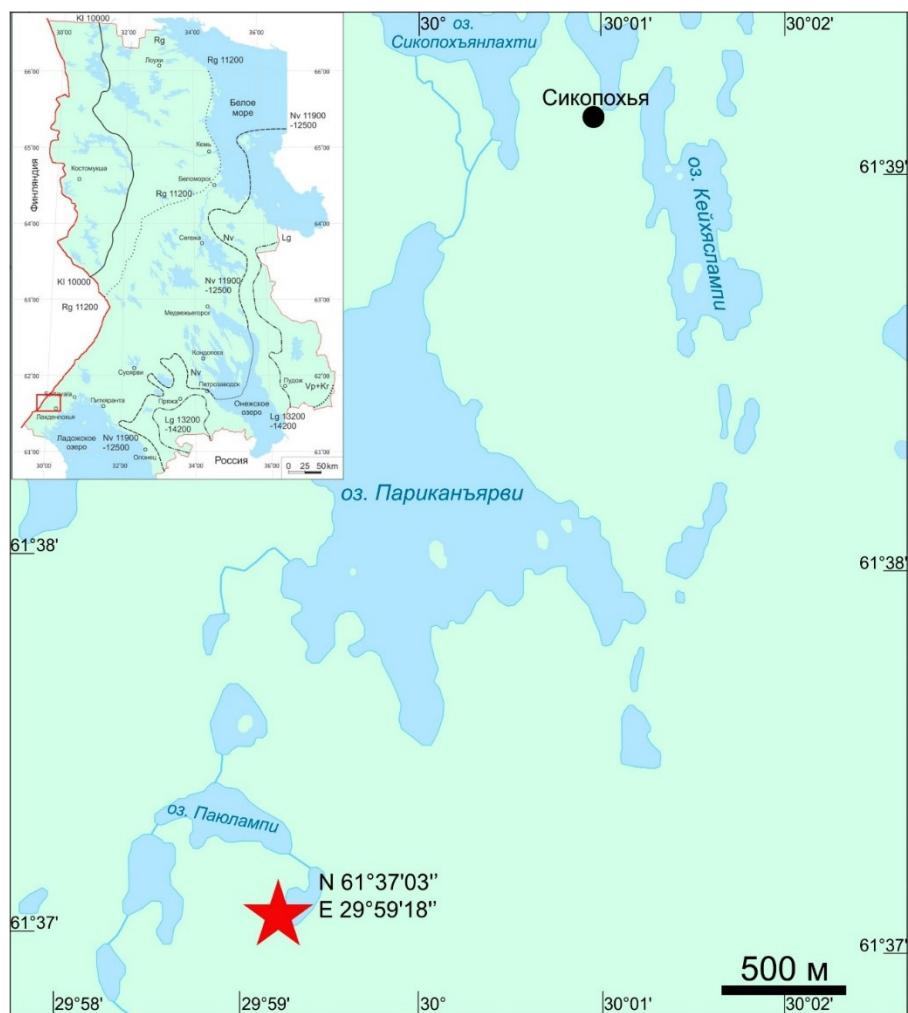


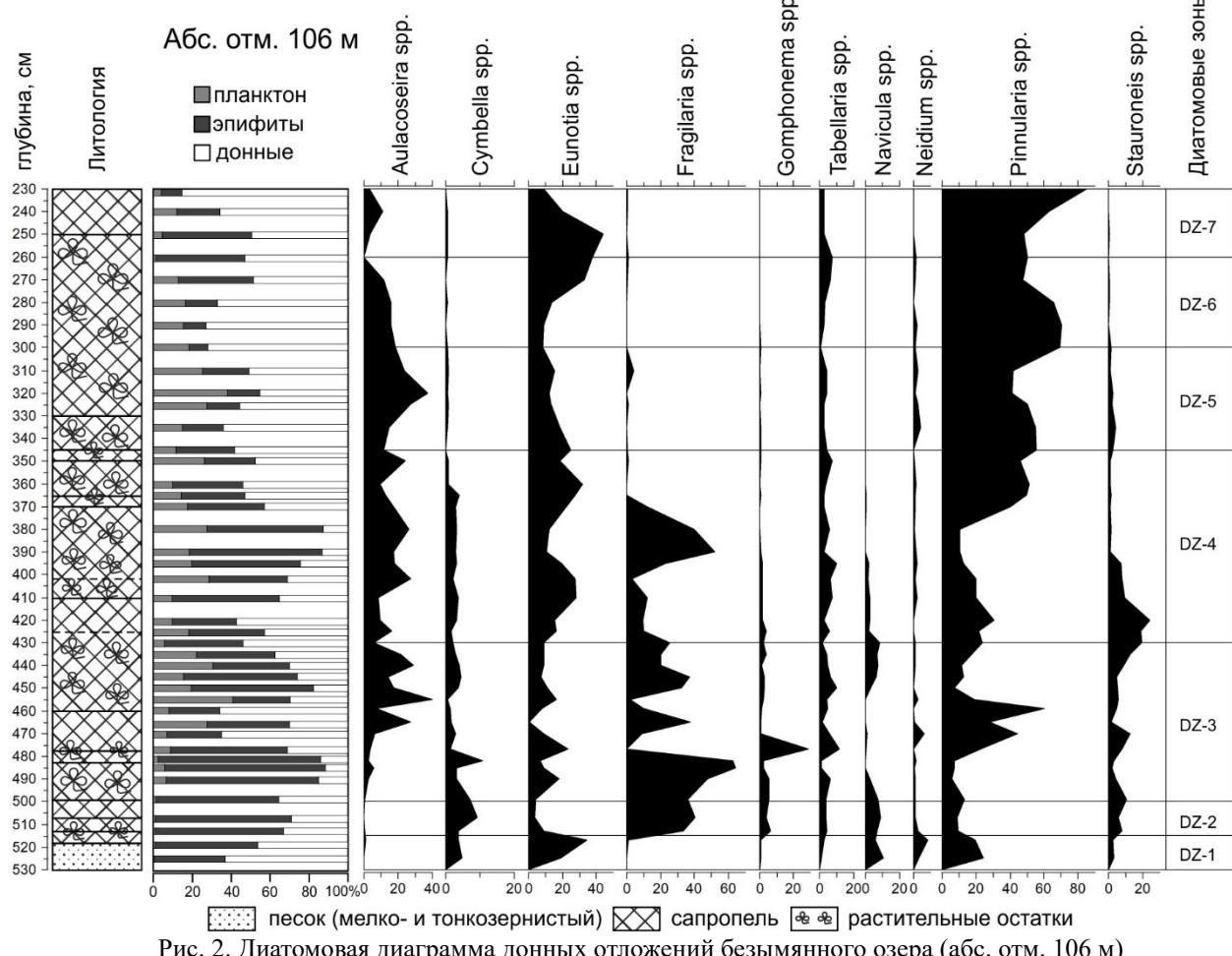
Рис. 1. Месторасположение изученного разреза

Цель работы. Реконструкция изменений природной среды и выявление ключевых этапов эволюции озерной экосистемы в голоцене.

Методы исследования. Изучение состава диатомовых комплексов в донных отложениях проводилось с помощью световой и электронной микроскопии. Для более надежных палеогеографических реконструкций и уточнения времени начала формирования водоема в нижней части разреза с контакта минерогенных и органогенных отложений отобраны образцы на радиоуглеродный (^{14}C) анализ, который проводится в

лаборатории Геоморфологических и палеогеографических исследований полярных районов и Мирового океана» СПбГУ.

Результаты исследования. Методом диатомового анализа было исследовано 42 образца донных отложений. Всего выявлено 169 таксонов диатомовых водорослей, принадлежащих к 33 родам. Результаты исследований представлены на диатомовой диаграмме (рис. 2). В разрезе выделено 7 диатомовых зон (DZ), соответствующих палеоклиматическим периодам голоцен, состав диатомовых водорослей отражает палеоэкологические условия развития водоема.



DZ-1 (530-517 см) выделена в слое мелко- и тонкозернистого песка с примесью глинистых частиц. Диатомовый комплекс зоны характеризуется почти полным отсутствием планктонных форм и доминированием (>60%) донных видов, среди которых выделяются представители рода *Pinnularia* spp. Также, в незначительных количествах присутствуют виды родов *Navicula* spp., *Neidium* spp., *Stauroneis* spp. Эпифиты представлены видами рода *Eunotia* spp. (>20%) и *Encyonema groenlandicum* ((Foged) Kulik. & Lange-Bert.). На данном этапе по отношению к pH среды доминируют ацидофилы, доля их в составе комплекса варьирует от 40 до 60%. Предположительно, данный этап развития водоема соответствует его начальной фазе, когда pH среды была слабокислой (6,3), а вода слабоминерализованной, о чем свидетельствует высокая доля галофобных форм – 50%.

DZ-2 (517-499 см) выделена в слое оливковых гомогенных сапропелей с примесью растительных остатков. Особенностью этой зоны является превалирование форм обрастаний над донными. Важно отметить появление и доминирование на данном этапе видов рода *Fragilaria* spp. (40%), вытеснивших преобладающие в DZ-1 *Eunotia* spp. Кроме них среди эпифитов наблюдается рост численности видов родов *Cymbella* spp., *Gomphonema* spp. Соотношение видов по галобности в данной DZ характеризуется резким снижением доли галофобов с 50% до 10-15%, небольшим ростом галофилов с 2-10% до 10-15%, индифференты по отношению к галобности составляют 70-75%. По сравнению с предыдущим периодом в составе диатомового комплекса возрастает роль алкалифилов (около 60%). Таким образом, состав диатомового комплекса свидетельствует об увеличении минерализации и pH среды до 7,0.

DZ-3 (499–430 см). В начале этапа алкалифильные виды продолжают доминировать, составляя 60-70%, причем господствуют обрастатели рода *Fragilaria* spp. (около 60%). К середине DZ-3 количество форм обрастаний резко снижается, возрастает доля донных видов диатомовых, главным образом галофобного ацидофильного вида *Pinnularia dactylus* (Ehr.) (>50%). Следовательно, pH среды и минерализация воды снижаются. Кроме этого, в водоеме начинают развиваться планктонные формы рода *Aulacoseira* spp. Их пиковые значения приходятся на вторую половину этого периода и составляют >40%. Резкое увеличение доли планктонных форм свидетельствует об обводнении водоема, которое возможно в условиях более влажного климата (Шелехова, Лаврова, 2020). Конец периода характеризуется ростом галофильных форм (до 10%), которые вытесняют галофобов: количество последних снижается с 25% до 7%.

DZ-4 (430–345 см) выделена в сапропелях, цвет которых варьирует от черного до оливкового. Начало периода характеризуется преобладанием донных форм *Pinnularia* spp. и *Stauroneis* spp., последние достигают максимальных значений на протяжении всего разреза (20%). Доминирование бентоса к середине этапа постепенно сменяется господством форм обрастаний родов *Eunotia* spp. и *Fragilaria* spp., взаимно сменяющих друг друга. Однако, к концу периода практически полностью исчезают виды рода *Fragilaria* spp. и резко возрастают численность донных форм *Pinnularia* spp. Доля планктонных видов стабильна (15-20%). В это время водоем развивается в условиях теплого и влажного климата, характеризуется высокой биопродуктивностью и эвтрофностью. Стоит отметить полное исчезновение галофилов во второй половине DZ-4. По отношению к pH среды главенствующую роль в составе диатомового сообщества занимают виды ацидофилы, алкалифильные же формы к концу этапа практически полностью исчезают и составляют всего около 1%. При этом значение pH среды снижается до 5,6 (рис. 3).

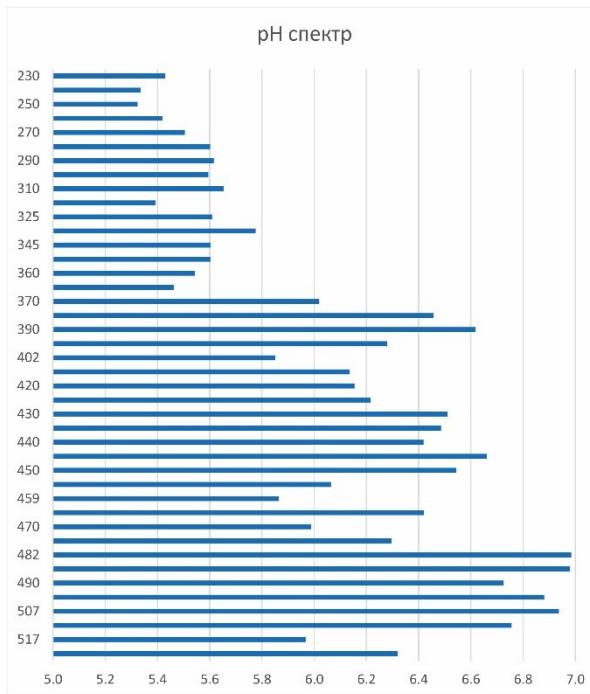


Рис. 3. pH-спектр донных отложений изученного разреза

DZ-5 (345–300 см) выделена в гомогенных коричневато-оливковых сапропелях и характеризуется уменьшением количества форм обрастаний с 30-70% до 10-25%. Доминирующими видами выступают донные формы диатомей (*Pinnularia gibba* (Ehr.) и *Pinnularia brevicostata* (Cl.)). При этом на данном этапе полностью исчезают донные виды рода *Navicula* spp. Довольно значительна и роль планктонных, составляющих 15-35%. При этом pH среды, подсчитанная по (Renberg, Hellberg, 1982) составляет около 5,6-5,8. По отношению к минерализации в составе комплекса полностью доминируют индифференты, составляя 80%-98% от общего количества, остальной объем занимают галофобы. Такая тенденция сохраняется выше по разрезу.

DZ-6 (300–260 см) выделена в слое гомогенного сапропеля с высоким содержанием растительных остатков. Доминирование донных форм становится более явным, количество створок рода *Pinnularia* spp. составляет более 50% от общего объема. Сокращение числа планктонных диатомовых водорослей, рост количества форм обрастаний, среди которых преобладают виды рода *Eunotia* spp., свидетельствует

о снижении уровня водоема и заболачивании его берегов (рН снижается до 5,4-5,6 (рис. 3)) (Шелехова, Лаврова, 2020).

DZ-7 (260-230 см) выделена в слое слабо разжиженного светло-коричневого сапропеля. Этот период характеризуется резким спадом количества створок диатомей эпифитов и возрастанием роли донных до 85%, указывая на еще большее обмеление и заболачивание водоема.

Заключение.

По данным диатомового анализа выделено семь DZ, соответствующих палеоклиматическим периодам голоцен, предположительно с пре boreального периода. На протяжении голоцена в водоеме доминировали арктоальпийские и бореальные виды диатомей, хотя в раннем и среднем голоцене существенную долю занимали космополитные формы. При этом, водоем развивался при pH среды от 7,0 до 5,2, т.е. в кислых условиях. В раннем и среднем голоцене в составе диатомового комплекса принимали участие галофильные формы, не превышая 10 %, а в позднем голоцене полностью господствовали индифференты и галофобы, свидетельствуя о низкой минерализации воды. Полученные данные дополняют сведения об условиях развития водоемов в пределах краевых образований сальпаусселья I, вносят вклад в понимание региональной палеоэкологии и могут быть использованы для прогнозирования будущих изменений водных экосистем в условиях глобальных климатических трансформаций.

Благодарности. Работа выполнена в рамках темы НИР Института геологии КарНЦ РАН № FMEN-2023-0008.

Список литературы

1. Куликовский М.С., Глушенко А.М., Генкал С.И. Кузнецова И.В. Определитель диатомовых водорослей России. Ярославль: Филигрань, 2016. 804 с
2. Определитель пресноводных водорослей СССР. Вып. 4. Диатомовые водоросли. М., 1951. 619 с.
3. Шелехова Т. С., Лаврова Н. Б. Палеогеографические реконструкции развития территории Северо-западной Карелии в голоцене (по данным изучения донных отложений малых озер) //Труды Карельского научного центра Российской академии наук. 2020. №. 9. С. 101-122.
4. Circumpolar Diatom Database – [Электронный ресурс], 2011–2024. – URL: <https://science.cen.ulaval.ca/cdd/> (дата обращения: 28.07.25)
5. Renberg I., Hellberg T. The pH history of Lakes in Southwestern Sweden, as calculated from subfossil diatom flora of the sediments // Ambio. 1982. V. 11, № 1. P. 30–33.

Иванов А.Г.¹, Гоев А.Г.¹, Зуева И.А.²

¹Институт динамики геосфер РАН им. ак. М.А. Садовского, alexaiv94@mail.ru

²Институт геологии Карельского Научного Центра РАН

ОБЗОР СОВРЕМЕННЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА (КАРЕЛИЯ) ПО КОМПЛЕКСУ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Изучение особенностей образования докембрийской литосфера и истории её развития является одной из важнейших задач, так как описывает основополагающие закономерности развития Земли (Хайн, 1993). Она охватывает промежуток времени от примерно 4,6 млрд лет до 542 млн лет и подразделяется на архейский и протерозойский эзоны (Слабунов, 2008).

Значительная часть полезных ископаемых содержится в коре докембрийского возраста, что составляет преобладающую часть площади современных континентов, которые образовались вследствие архей-палеопротерозойских орогенических процессов.

Несмотря на достаточно высокую степень изученности Фенноскандинавского щита (работы (Глубинное строение..., 2010; Хазов, 2009; Шаров и др., 2017; Мудрук и др., 2022; Слабунов и др., 2022; и другие), особенности глубинного строения верхней мантии и процессы её формирования требуют дальнейшего изучения, что указывает на необходимость проведения глубинных сейсмических исследований.

В работе представлены: геологический очерк исследуемого района; обзор современных представлений о глубинном строении Фенноскандинавского щита (Карелия) по комплексу геолого-геофизических данных; сейсмическая сеть, развивающаяся совместно с Институтом геологии КарНЦ РАН и её потенциальные возможности для изучения литосферы Карельского микроконтинента.

Работа выполнена в рамках государственных заданий ИДГ РАН (№ 125012200561-3) и Института геологии КарНЦ РАН в рамках темы НИР 218 (№ 1022040500826-4).

Список литературы

1. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС под редакцией А.Ф. Морозова. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2010. 408 с. + 48 с. цв. вкл.
2. Мудрук С.В., Балаганский В.В., Горбунов И.А., Раевский А.Б. Альпинотипная тектоника в палеопротерозойском лапландско-кольском орогене // Геотектоника. 2013. № 4. С. 13–30.
3. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). -Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. – 296 с.
4. Слабунов А.И., С. А. Светов, А. В. Степанова, П. В. Медведев, А. К. Полин. Новая тектоническая карта Карелии: Принципы построения и их реализация // Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 5. С. 132–138.
5. Хазов Р.А. Металлогенические эпохи Фенноскандинавского щита // Материалы Всероссийской конференции (Петрозаводск, 11–13 ноября 2009). Тез. Докл. Петрозаводск. 2009. С.278-281.
6. Хайн В.Е. Два главных направления в современных науках о Земле: ранняя история Земли и глубинная геодинамика // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1993. №6. С.38-42.
7. Шаров Н.В., Свириденко Л.П. Эволюция литосферы Фенноскандинавского щита в докембрии // Геофизический журнал. 2017 № 5. Т. 39, С.47-62.

Казакова А.А.¹, Алферьева Я.О.², Щекина Т.И.², Душенко Н.В.¹

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, rusak@geokhi.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

ОПРЕДЕЛЕНИЕ РАСТВОРИМОСТИ ВОДЫ ВО ФТОРСОДЕРЖАЩИХ РАСПЛАВАХ МЕТОДАМИ ИК- И КР- СПЕКТРОСКОПИИ

Введение. Вода играет важную роль в магматических расплавах. Целью данной работы является оценка содержания воды в глубокодифференцированных модельных плюмазитовых гранитных расплавах. При взаимодействии воды с алюмосиликатными расплавами возможно протекание двух различных механизмов образования гидроксильных групп: с разрывом связей Si-O-Si ($\text{Si}-\text{O}-\text{Si} + \text{H}_2\text{O} \Leftrightarrow 2\text{Si}-\text{OH}$) и протонно-катионный обмен ($\text{Si}(\text{Al})-\text{O}-\text{Me} + \text{H}_2\text{O} \Leftrightarrow \text{Si}(\text{Al})-\text{OH} + \text{MeOH}$, где $\text{Me} = \text{Li}^+, \text{Na}^+, \text{K}^+$). По данным КР спектроскопии известно, что в расплавах с высоким содержанием кремнезема реализуется механизм растворения воды с разрывом мостиковых связей Si-O-Si. Для каркасных алюмосиликатных стекол (закаленных расплавов) известно, что в растворении воды главную роль играет протонно-катионный обмен (Еремяшев, Быков, 2007). На данный момент, мало изучены стекла, полученные из закаленных расплавов с высоким содержанием кремнезема и глинозема с различным содержанием воды и фтора. Задачей работы является определение растворимости воды в модельных кислых фторсодержащих стеклах методами ИК- и КР-спектроскопии.

Методика. Были синтезированы стекла с содержанием фтора от 0 до 8 мас. % и содержанием воды от 3 до 7 мас. %. Опыты проводились в платиновых капсулах при 800°C и 1 кбар на УВГД-10000 в Институте экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН. Соотношение Si/Al/Na/Li было постоянным и соответствовало топазсодержащим гранитам. Всего было проведено 9 экспериментов. Длительность опытов составляла от 3 до 7 дней. Точность поддержания температуры составила $\pm 5^\circ\text{C}$, давления $\pm 0,05$ кбар.

Определение химического состава продуктов эксперимента выполнялось в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии и вулканологии геологического факультета МГУ на сканирующем электронном микроскопе «Jeol JSM-6480LV» с энергодисперсионным спектрометром Inca Energy-350. Электронные изображения были получены в режиме отраженных электронов при ускоряющем напряжении 20 кВ. Локальный количественный энергодисперсионный анализ фаз выполнялся при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока электронного зонда 0,7 нА. Дисперсия, характеризующая порог обнаружения для F, составляет 0,05 мас. %, для Na, Al, Si – 0,02 мас. %. ИК спектроскопия была выполнена на ИК Фурье-спектрометре ФТ-801 (SIMEX, Новосибирск) и установленной в него приставкой отражения ПО-45Н (PRIZE) в ГЕОХИ РАН в лаборатории геохимии углерода им. Э.М. Галимова. Разрешение спектров составляло 4 cm^{-1} после 200 сканирований в среде инертного газа Ar. Спектроскопия комбинационного рассеяния

была выполнена на автоматическом рамановском спектрометре XPlora (Horiba Scientific), совмещенном с конфокальным микроскопом, при длине волны 532 нм на кафедре петрологии и вулканологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова.

Количество воды в стеклах определялось с помощью КР спектрометрии. Для стандартов кварцнормативных фторсодержащих стекол с известным содержанием воды построен график соответствия количества воды и отношения площадей пиков $2800 - 3720 \text{ см}^{-1}$ и $680 - 1280 \text{ см}^{-1}$. Количественная оценка содержания воды в исследуемых образцах стекла получается в результате сопоставления расчетных отношений площадей этих пиков со значениями в стандартных стеклах (Chabiron, 2004 и др.).

Результаты. Продукты экспериментов представлены пористым прозрачным алюмосиликатным стеклом. В некоторых стеклах с содержанием фтора больше 4 мас. % обнаружены кристаллы кварца (до 2 об. %). Часто кварц образует скопления, приуроченные к краю образца. Химический состав алюмосиликатных стекол представлен в таблице 1.

Таблица 1. Химический состав алюмосиликатных стекол.

Номер опыта	Фазовый состав	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	F	O=2F	Сумма	H ₂ O
RsF ₀ Wt ₃	L	77,20	12,30	5,81	0,00	-	97,38	2,02
RsF ₀ Wt ₅	L	76,26	12,93	5,98	0,00	-	97,56	2,38
RsF ₀ Wt ₇	L	77,96	12,09	5,73	0,00	-	97,51	1,69
RsF ₄ Wt ₃	L+Qz	71,77	13,30	7,04	3,97	1,67	96,66	2,19
RsF ₄ Wt ₅	L+Qz	67,79	13,34	6,56	3,41	1,44	95,94	6,03
RsF ₄ Wt ₇	L+Qz	69,04	13,77	7,31	4,11	1,73	97,72	5,13
RsF ₈ Wt ₃	L+Qz	65,21	15,49	8,42	8,43	3,55	97,71	3,61
RsF ₈ Wt ₅	L+Qz	63,97	13,73	7,44	7,45	3,13	96,88	7,23
RsF ₈ Wt ₇	L+Qz	65,48	13,60	7,17	6,97	2,94	96,22	5,67

Показано, что добавление фтора в гаплогранитную систему приводит к смещению состава расплава в низкокремнистую область. Оно обусловлено появлением кварца. Расширение поля кристаллизации этого минерала происходит в результате смещения эвтектического состава системы по мере увеличения содержания фтора (табл. 1).

По данным КР-спектроскопии измеренное количество воды в стеклах зависит от исходного содержания фтора. При отсутствии фтора в системе количество растворенной в расплаве воды не превышает 2,4 мас. %. При исходном содержании фтора 8 мас. % количество растворенной воды увеличивается до 6-7 мас. %. Валентные колебания связи Si(Al)-O отражаются в спектре в диапазоне $680-1280 \text{ см}^{-1}$. Колебания связей O-H и H₂O отражаются в диапазоне $2800-3720 \text{ см}^{-1}$.

По данным ИК-спектроскопии в образцах RsF₈Wt₃ и RsF₈Wt₇ обнаружен устойчивый сигнал малой интенсивности в области $707-730 \text{ см}^{-1}$. Выделяются три основные области: область $1400-1800 \text{ см}^{-1}$, которая отвечает колебаниям связей поверхностно-адсорбированной молекулярной воды на поверхности алюмосиликатного стекла; область $3450-3800 \text{ см}^{-1}$, отвечающая за поверхностно-абсорбированную воду, с добавлением ассиметричных колебаний OH-групп и область $3200-3450 \text{ см}^{-1}$, в которой обнаружены 3 характеристических диапазона поглощения ($3212-3275 \text{ см}^{-1}$, $3338-3383 \text{ см}^{-1}$, $3411-3438 \text{ см}^{-1}$), которые подразумевают, что гидроксильная группа была либо хемосорбирована в структуру стекла, либо она смогла занять существующую вакансию в структуре стекла.

Заключение. По данным КР-спектроскопии показано, что при отсутствии фтора в системе количество растворенной воды не превышает 2,4 мас. %. При исходном содержании фтора 8 мас. % количество растворенной воды увеличивается до 6-7 мас. %. Скорее всего, такое содержание воды не является пределом насыщения. В дальнейшем планируется добавить большее количество воды в систему, чтобы понять, приведет ли это к росту концентрации воды в кислом расплаве. По предварительным нашим данным, растворимость воды во фторсодержащих стеклах достигает 10 мас. %.

По данным ИК-спектроскопии обнаружены области поверхностно-абсорбированной воды, в которой выявлены три характеристических диапазона поглощения ($3212\text{-}3275\text{ cm}^{-1}$, $3338\text{-}3383\text{ cm}^{-1}$, $3411\text{-}3438\text{ cm}^{-1}$). Таким образом, показано, что вода в структуру стекла встраивается в виде OH-групп.

Благодарности. Работа выполнена в рамках государственного задания ГЕОХИ РАН и по госбюджетной теме «Режимы петрогенеза внутренних геосфер Земли» геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова.

Список литературы

1. Еремяшев В.Е., Быков В.Н. ИК спектроскопия и поведение воды в модельных стеклах системы $\text{Na}_2\text{SiO}_3\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8$ // Вестник ЮУрГУ. 2007. В. 9. №19. С. 91-94.
2. Chabiron A., Pironon J., Massare D. Characterization of water in synthetic rhyolitic glasses and natural melt inclusions by Raman spectroscopy // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2004. V. 146. P. 485–492.

Каримова А.А.^{1,2}, Борняков С.А.¹

¹Институт Земной коры СО РАН, tarasova@crust.irk.ru

²Иркутский государственный университет

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ДЕФОРМАЦИОННОЙ ДИНАМИКИ РАЗРЫВНО-БЛОКОВОЙ СТРУКТУРЫ СДВИГОВОЙ ЗОНЫ (МЕТОД ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ)

Изучение современной геодинамики разломов в широком временном диапазоне имеет важное значение для решения многих фундаментальных и прикладных проблем.

Натурные инструментальные наблюдения за активными разломами с целью изучения деформационной динамики развития деструктивных зон литосфера практически невозможны из-за большой длительности их развития, недостаточного уровня приборной базы и ряда других объективных причин, в связи с чем для получения необходимой информации предпочтительно использование различных видов моделирования, например компьютерного, математического или аналогового (Борняков и др., 2014; Быков, 2005; Шерман, 1984). Моделирование, как метод научного исследования, находит все более широкое применение в изучении широкого спектра геологических процессов. Оно позволяет создавать упрощенные, но информативные презентации сложных природных явлений, которые могут быть подвергнуты анализу и интерпретации. Различные типы моделирования обладают своими преимуществами и ограничениями, и выбор конкретного метода зависит от целей исследования и доступных ресурсов.

Для воспроизведения процесса образования деструктивной зоны сдвига было проведено физическое моделирование. В рамках данного моделирования особое внимание уделялось детальному анализу деформационной динамики составляющих ее внутреннюю структуру систем разрывов с целью выяснения условий и причин избирательной активизации разрывов, выявления периодичностей деформационного развития структуры и особенностей пространственной миграции деформаций.

При моделировании использовалась стандартная процедура подготовки и проведения экспериментов, детально описанная в статье (Борняков, 2014). В качестве модельного материала была использована водная паста монтмориллонитовой глины, правомерность использования которой обоснована специально проведенным исследованием (Семинский, 1986). Эксперименты по моделированию процессов формирования деструктивных зон литосфера проведены с соблюдением условий подобия (Гзовский, 1975; Шерман, 1984). Все этапы эксперимента фиксировались с заданной частотой съемки, по полученным фотографиям строились структурные схемы, собиралась необходимая качественная и количественная информация, используемая для последующей обработки и анализа результатов.

На основе результатов, включающих несколько серий экспериментов с разными граничными условиями, проведено исследование деформационной динамики внутренней разрывно-блоковой структуры сдвиговых зон, формирующихся в упруговязкопластичных моделях литосферы.

По результатам обработки и интерпретации данных были сформулированы следующие закономерности:

1) разрывно-блоковая структура сдвиговой зоны развивается неравномерно, в виде периодически повторяющихся активизаций деформационного процесса, по масштабу и длительности проявления укладывающихся в последовательность: период – группа периодов – этап – стадия;

2) протяженные разрывы в сдвиговой зоне имеют изменяющуюся по простиранию сегментную деформационную активность. Сегментация разрывов и кинематика активных сегментов определяются особенностями деформаций в смежных с ними блоков;

3) деформационный процесс в сдвиговой зоне имеет дискретно-волновой характер и реализуется в виде периодически проходящих по ней локализованных фронтов деформаций. Пространственно-временная динамика деформационных волн в сдвиговой зоне определяется граничными условиями экспериментов и степенью развития ее внутренней разрывно-блоковой структуры;

4) деформационные волны, зарождающиеся за пределами сдвиговой зоны в виде локализованных фронтов, входят в зону разлома и по мере движения по ней распадаются на серию отдельных волновых фрагментов, перемещающихся по блокам с разной скоростью. Рассогласованность по времени перемещений фрагментов деформационной волны в смежных блоках порождает сложную динамику разнонаправленных смещений на межблоковом разрыве.

Список литературы

1. Борняков С.А., Семинский К.Ж., Буддо В.Ю., Мирошниченко А.И., Черемных А.В., Черемных А.С., Тарасова А.А. Основные закономерности разломообразования в литосфере по результатам физического моделирования // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5, № 4. С. 823–861.
2. Быков В.Г. Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 11. С. 1176–1190.
3. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
4. Семинский К.Ж. Структурно-механические свойства глинистых паст как модельного материала в тектонических экспериментах. Иркутск, 1986. 130 с.
5. Шерман С.И. Физический эксперимент в тектонике и теория подобия // Геология и геофизика. 1984. № 3. С. 8–18.

Коваленко Е.В.¹, Скублов С.Г.¹, Гусев Н.И.²

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, levareshova.kateryna@yandex.ru

²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского

ТЕТРАДНЫЙ ЭФФЕКТ В РАСПРЕДЕЛЕНИИ REE В ЦИРКОНАХ ИЗ ЛЕЙКОГРАНИТ-ПОРФИРОВ АЛАХИНСКОГО МАССИВА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ) КАК ПОКАЗАТЕЛЬ РУДООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ

Введение. Исследование изотопно-геохимических характеристик циркона и особенности фракционирования REE в них позволяют выделить ключевые этапы, происходившие на протяжении истории существования циркона, оценить характер рудообразующих процессов. Тетрадным эффектом называется нетипичное фракционирование REE, которое не контролируется их ионными радиусами, атомными массами и валентными состояниями, и характеризуется разделением спектра на четыре группы элементов тетрады (Baas, 1996).

Алахинский массив расположен в пределах Калба-Нарым-Коктогайского литий-танталового редкометалльного пояса южной части Горного Алтая и включает рудное поле с одноименным редкометалльным месторождением, приуроченным к апикальной части штока (Козлов и др., 1991; Ильин и др., 1994; Гусев, Гусев, 2013; Анникова и др., 2016). Массив представлен лейкогранит-порфирами мусковит-сподумен-альбитового и мусковит-альбитового состава, а также альбититами. Рудными породами месторождения являются альбититы и связанные с ними грейзены. Главными рудными минералами являются сподумен, тантэвксенит, микролит и tantalит. Первые попытки определения возраста пород Алахинского штока были предприняты В.А. Ильиным с соавторами (Ильин и др., 1994). Для сподуменовых гранит-порфиров Алахинского штока U-Pb-изотопный возраст по двум фракциям цирконов дал согласующиеся между собой значения 183 и 188 млн лет, но высокая дискорданность анализов, потребовала независимое подтверждение другим методом. Этими же авторами по сподуменовым гранит-порфирам была получена валовая Rb-Sr изохrona с параметрами: $T = 195 \pm 3$ млн лет, $CKBO = 0.6$ (Ильин и др., 1994).

Методы исследования. Внутренняя структура циркона и контроль наличия микровключенияй изучались в режиме обратно рассеянных электронов (BSE) на растровом электронном микроскопе JEOL JSM-6510LA с ED-спектрометром JED-2200 (ИГГД РАН). Состав цирконов по главным элементам был определен методом EPMA на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL-JXA-8230 с тремя волновыми спектрометрами (ИГГД РАН). Микроэлементный состав циркона определялся на

ионном микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН РАН). Изотопный состав кислорода в цирконе определялся на ионном микрозонде Cameca IMS-1280 (ИГГ КАН, Пекин).

Результаты исследования. Цирконы, отобранные из мусковит-сподумен-альбитовых лейкогранит-порфиров Алахинского массива, представляют собой идиоморфные кристаллы, слабо зональные со сложным гетерогенным внутренним строением (рис.1). Неоднородность выражена пятнистым обликом зерен. Краевые зоны цирконов зональные. Центральные зоны большинства кристаллов сильноизмененные с многочисленными почковидными микропорами, типичные для гидротермально-измененного циркона (Geisler et al., 2007) и с включениями породообразующих и урановых минералов. Отличается от основной выборки лишь один кристалл (зерно 10), изменение и перекристаллизация которого не затронули. Исследуемые цирконы по составу являются высокогафниевыми. Для светлых в BSE кайм характерно содержание HfO_2 до 18.2 мас.% (по данным EPMA), а также повышенное содержание P_2O_5 , FeO , в меньшей степени CaO , Nb_2O_5 . Кроме того, в них наблюдается значимый дефицит суммы анализа (до 15 мас.%), что, очевидно, может быть связано с присутствием в цирконах летучих компонентов.

По данным SIMS исследуемые цирконы высоконасыщены, в том числе, редкими и другими неформульными для циркона элементами. Геохимические характеристики данных цирконов преимущественно отвечают составу гидротермально-измененных и гидротермальных цирконов (Hoskin, 2005). Спектры распределения REE слабо дифференцированы от LREE к HREE, имеют плоский, расположенный характер, выраженную отрицательную Eu-аномалию (рис.1). Ce-аномалия меняет свой знак от выраженного отрицательного до положительного (Ce/Ce^* от 0.26 до 11.10), при этом преимущественно имеет отрицательный характер. Все спектры распределения REE в цирконах повторяют очертания друг друга, за исключение двух точек с положительной Ce-аномалией ($Ce/Ce^*=11.10$ и 3.50, зерно 10). Среднее содержание неформульных элементов в цирконах с отсутствующей или отрицательной Ce-аномалией составляет (ppm): U – 17500, P – 9500, Ca – 8400, Nb – 4400, Y – 2400, Ti – 940, REE и Sr – 540, Ba – 440, Li – 167. Для зерна циркона с отсутствующими признаками изменения и типичной для магматического циркона положительной Ce-аномалией содержание неформульных элементов на порядок ниже.

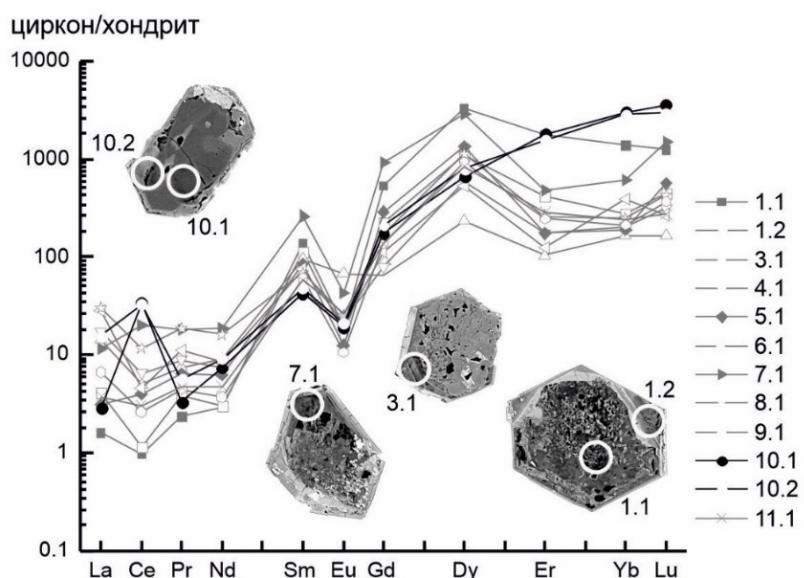


Рис. 1. BSE изображение цирконов из лейкогранит-порфиров Алахинского массива (диаметр кратеров составляет примерно 20 мкм) и спектры распределения REE, нормированные на хондрит CI

Спектры распределения REE дополнительно осложнены зигзагообразными кривыми за счет проявления тетрадного эффекта. Значение тетрадного эффекта в цирконе было рассчитано для первой тетрады (TE₁: La-Ce-Pr-Nd) в точках с отсутствующей или крайне незначительной Ce-аномалией по формуле, предложенной (Monecke et al., 2002), которая учитывает стандартное отклонение нормированных содержаний двух центральных элементов тетрады. Величина тетрадного эффекта находится в диапазоне 0.18-0.54, что по конфигурации отвечает редко встречаемому в геологических объектах тетрадному эффекту W-типа. Проявление тетрадного эффекта W-типа имеют единичные

находки, которые были установлены для флюорита, криолита (Monecke et al., 2002; Minuzzi et al., 2008; Monecke et al., 2011) и в расплавных включениях в кварце (Peretyazhko, Savina, 2010). При этом в апатите из пегматитов и мусковитового гранита Коктогай (Китай) было обнаружено проявление тетрадного эффекта М-типа ($TE_{1,3} = 0.99\text{--}1.66$, Cao et al., 2013), которое было обусловлено разделением исходного расплава на две несмешивающиеся жидкие фазы: на фторидную и силикатную.

Изотопный состав кислорода демонстрирует вариабельные значения $\delta^{18}\text{O}$, они изменяются от 3.85 до 15.64‰. При этом доминирующая часть цирконов имеет значение, превышающее мантийное (около 5.3‰) и соответствующая средним значениям (6–8‰), установленным для цирконов из гранитоидов фанерозойского возраста (Valley et al., 2005). Однако более высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ (8–15‰) объясняются кристаллизацией циркона из расплавов со значительным вкладом коровой компоненты, а в измененных зонах цирконов, как правило, свидетельствуют о их кристаллизации в неравновесных условиях в присутствии флюида с высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$, возможно, взаимодействовавшего с осадочными породами.

Исходный магматический расплав для Алахинского массива был флюидонасыщенный с высокими начальными концентрациями летучих и легких элементов. По данным (Анникова и др., 2016) флюидная фаза, отделившаяся во время кристаллизации гранит-порфиров, была, главным образом, водной, и насыщенной натрием и фтором, что способствовало образованию рудных минералов. Исследуемые цирконы имеют признаки растворения и перекристаллизации, геохимические характеристики, свойственные для циркона гидротермально-метасоматического типа (Hoskin, 2005), что также свидетельствует о присутствии в системе флюидов, насыщенным летучими компонентами (Li, F, B, и др.).

Проявление тетрадного эффекта в распределении REE в цирконах связывается с воздействием на них рудообразующего Li-F-содержащего флюида. Обособление флюидной фазы из исходного флюидонасыщенного расплава происходило с возникновением жидкостной несмесимости и привело к разделению расплава на силикатную и фторидную фазу, что в свою очередь способствовало перераспределению REE. Как правило, в высокодифференцированных гранитах в таких случаях наблюдается тетрадный эффект М-типа. В то время как обратный ему тетрадный эффект W-типа с большей вероятностью может быть обнаружен в минералах, образованных из фторидных комплексов, что объясняется (Sastri et al., 2003) сорбцией ряда элементов REE (La, Nd, Gd, Ho, Er, Lu), которые большей легкостью образуют фторидные соединения.

Выводы. Исследуемые цирконы из лейкогранит-порфиров Алахинского массива были подвергнуты воздействию флюида, насыщенным летучими компонентами (H_2O , F, B, и др.), литием и тяжелым изотопом кислорода, и, возможно, взаимодействовавшего с осадочными породами. Причина возникновения тетрадного эффекта W-типа в цирконах в жидкостной несмесимости, вызванной воздействием на них рудообразующего Li-F-содержащего флюида, и перекристаллизаций измененных цирконов за счет фторидной фазы.

Благодарности. Авторы благодарят С.Г. Симакина, Е.В. Потапова (ЯФ ФТИАН), О.Л. Галанкину (ИГГД РАН) за помощь в аналитических исследованиях. Исследование выполнено при финансовой поддержке проекта Российского научного фонда № 23-77-01014, <https://rscf.ru/project/23-77-01014/>.

Список литературы

1. Анникова И.Ю. Владимиров А.Г., Смирнов С.З. Гаврюшкина О.А. Геология и минералогия Алахинского месторождения сподуменовых гранит-порфиров (Горный Алтай, Россия) // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 5. С. 451–475.
2. Гусев А.И., Гусев Н.И. Уникальное комплексное tantal-ниобий-рубидий-цезий-литиевое Алахинское месторождение Горного Алтая // Современные научно-исследовательские технологии. 2013. № 6. С. 181–185.
3. Ильин В.А., Халилов В.А., Козлов М.С. и др. О возрасте Алахинского штока Горного Алтая по данным U–Pb и Rb–Sr датирования // Геология и геофизика. 1994. № 1. С. 79–81.
4. Козлов М.С., Халилов В.А., Стасенко Н.В., Тимкин В.И. Юрская лейкогранит-гранитовая формация Алтая // Геология и геофизика. 1991. № 8. С. 44–53.
5. Bau M. Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: Evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 123. № 3. P. 323–333.
6. Cao M.J., Zhou Q.F., Qin K.Z. et al. The tetrad effect and geochemistry of apatite from the Altay Koktokay No. 3 pegmatite, Xinjiang, China: implications for pegmatite petrogenesis // Mineralogy and Petrology. 2013. V. 107. P. 985–1005.
7. Geisler, T., Schaltegger, U., Tomaschek, F. Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts // Elements 2007. V. 3. P. 43–50.

8. Hoskin P.W. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. V. 69. P. 637-648.
9. Minuzzi O.R., Bastos Neto A.C., Formoso M.L. et al. Rare earth element and yttrium geochemistry applied to the genetic study of cryolite ore at the Pitinga Mine (Amazon, Brazil) // An. Da Acad. Bras. De Ciências. 2008. V. 80. P. 719-733.
10. Monecke T., Kempe U., Monecke J., Sala M., Wolf D. Tetrad effect in rare earth element distribution patterns: A method of quantification with application to rock and mineral samples from granite-related rare metal deposits // Geochim. Cosmochim. Acta. 2002. V. 66. P. 1185-1196.
11. Monecke T., Kempe U., Trinkler M. et al. Unusual rare earth element fractionation in a tin-bearing magmatic-hydrothermal system // Geology. 2011. V. 39. P. 295-298.
12. Peretyazhko I.S., Savina E.A. Tetrad effects in the rare earth element patterns of granitoid rocks as an indicator of fluoride-silicate liquid immiscibility in magmatic systems // Petrology. 2010. V. 18. P. 514-543.
13. Sastri V.S., Bünzli J.C., Perumareddi J.R. et al. Modern Aspects of Rare Earths and Their Complexes. Elsevier: Amsterdam, The Netherlands. 2003.
14. Valley J.W., Lackey J.S., Cawson A.J. et al. 4.4 billion years of crustal maturation: Oxygen isotope ratios of magmatic zircon. Contrib. Mineral. Petrol. 2005. V. 150. P. 561-580.

Коваленко Н.А.^{1,2}, Толстобров Д.С.²

¹ Управление магистратурой и аспирантурой КНЦ РАН, Апатиты, email: nik.ovalenko2000@gmail.com

² Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ФЕННОСКАНДИИ В ГОЛОЦЕНЕ

Введение. После деградации последнего оледенения в конце плейстоцена территория Кольского региона, являющаяся северо-восточной частью Фенноскандинавского щита, испытывает поднятие, затухающее во времени. Ранее при изучении такого поднятия исследовались древние береговые формы (береговые валы, террасы и др.), которые во время своего образования соответствовали положению береговой линии моря, а в современном рельфе маркируют древние береговые уровни. Однако, получить точный возраст формирования таких форм рельефа было сложно, поэтому корреляция одновозрастных береговых форм в разных частях побережья была затруднительной. Это приводило к различным интерпретациям амплитуды и характера поднятия, а, следовательно, и к появлению различающихся между собой схем изобаз позднеледникового и голоценового поднятия поверхности Кольского региона.

В настоящее время для реконструкции положения береговой линии моря применяют метод изолированных бассейнов (Donner et al., 1977; Колька и др., 2013). Используя данный метод были получены данные о характере поднятия земной поверхности в различных районах Фенноскандии, на основании которых была построена более аргументированная схема изобаз поднятия земной поверхности (Толстобров, Колька, 2019).

В последнее время были получены данные об амплитуде поднятия земной поверхности для новых районов, расположенных на северо-востоке Фенноскандии (Кузнецов и др., 2022; Леонтьев и др., 2022; Толстоброва и др., 2024; Kolka et al., 2023; Korsakova et al., 2020; Nikolaeva et al., 2019 2020; Shelekhova et al., 2023; 2024). В данной работе на основании новых данных, а также ранее известных данных об амплитуде поднятия северо-востока Фенноскандии были построены новые схемы изобаз поднятия.

Методика. В рамках проведённых исследований был осуществлён критический анализ научных публикаций, посвящённых проблеме вертикальных движений земной коры в данном регионе. Для построения изобаз поднятия земной поверхности были использованы данные, полученные методом изолированных бассейнов на территории Кольского региона, Карелии, а также Северной Норвегии (Кузнецов и др., 2022; Леонтьев и др., 2022; Толстобров, Колька, 2019; Толстоброва и др., 2024; Kolka et al., 2023; Korsakova et al., 2020; Nikolaeva et al., 2019 2020; Shelekhova et al., 2023; 2024). Для этих районов установлены амплитуда и характер поднятия земной поверхности в голоцене. На этой основе создана база данных, включающая значения высотных отметок положения морской границы для 10000 лет назад по различным районам исследования.

Интерполяция данных была осуществлена с использованием инструмента ГИС «Surfer» методом кригинга (рис.1).

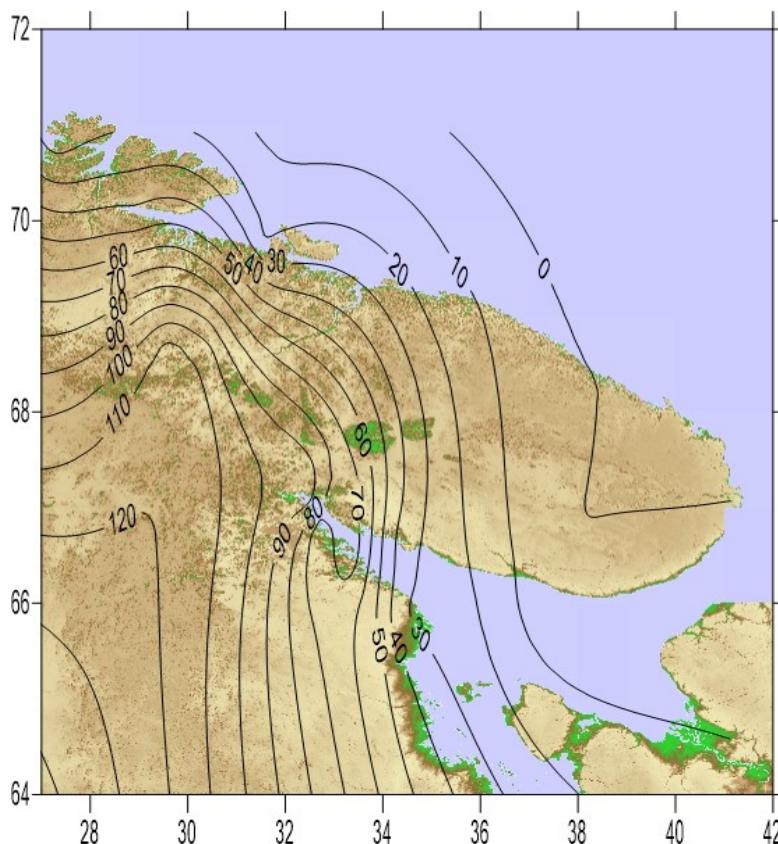


Рис. 1. Схема изобаз поднятия земной поверхности северо-востока Фенноскандии за 10000 лет

Результаты. В результате анализа полученной схемы поднятия северо-востока Фенноскандии можно увидеть, что поднятие имеет куполообразный характер, максимальная амплитуда отмечается на юго-западе района исследования (более 120 метров). С запада на восток происходит постепенное уменьшение величины поднятия. На всех схемах видно, что на баренцевоморском побережье в районе Кольского залива происходит изменение направления изобаз. Если западнее Кольского залива изобазы идут вдоль береговой линии, то восточнее изобазы начинают пересекать берег. По мнению авторов это связано с характером деградации последнего ледникового покрова на данной территории. Линия с «нулевым» значением амплитуды поднятия проходит по востоку Кольского полуострова, однако её положение основано на единичных данных и требует дополнительного подтверждения. Учитывая перспективу дальнейшего пополнения базы данных новыми фактическими материалами (включая результаты текущих полевых исследований и данные литературных источников), предусматривается последовательное уточнение и корректура схемы поднятия. Такой подход позволит существенно повысить точность реконструкции палеогеодинамических процессов и совершенствовать модели поднятия изучаемого региона.

Благодарности. Работа выполнена в Геологическом институте КНЦ РАН по теме НИР FMEZ-2024-0007.

Список литературы

- Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Г.Д. Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене – голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озер на южном берегу Кольского полуострова, в районе поселка Умба // Известия Российской академии наук. Серия географическая. М.: Наука, 2013. № 1. С. 73–88.
- Кузнецов Д.Д., Лудикова А.В., Субетто Д.А., Леонтьев П.А., Греков И.М., Потахин М.С., Сапелко Т.В., Сырых Л.С., Толстобров Д.С. Хроно- и литостратиграфия озерных отложений острова Анзер (Соловецкие острова) в контексте послеледниковой истории Белого моря // Известия РАН. Серия географическая. 2022. Том 86. №6. С. 914–932.
- Леонтьев П.А., Субетто Д.А., Репкина Т. Ю., Лудикова А.В., Кузнецов Д.Д., Кублицкий Ю.А., Сапелко Т.В., Зарецкая Н.Е., Фирсенкова В.М., Потахин М.С., Сырых Л.С., Толстобров Д.С. Реконструкция относительного перемещения уровня моря в голоцене на Северо-Западе Онежского полуострова (губа Конюхова, Белое море) на основе палеолимнологических исследований // Известия РАН. Серия географическая. 2022. Том 86. №6. С. 933–945.

4. Толстобров Д.С., Колька В.В. Новые схемы изобаз поднятия северо-востока Фенноскандии за последние 10 тысяч лет // Вестник ИГ КомиНЦУрО РАН, 2019. №11. С. 3–8. DOI: 10.19110/2221-1381-2019-11-3-8
5. Толстоброва А.Н., Толстобров Д.С., Шихирин К.А. Характеристика условий среды при накоплении донных отложений озера в районе хребта Мустатунтури (Кольский регион) // Limnology and Freshwater Biology. 2024. №4. С. 779-784. <https://doi.org/10.31951/2658-3518-2024-A-4-779>
6. Donner J., Eronen M., Jungner H. The dating of the Holocene relative sea-level changes in Finnmark, North Norway // Norsk geografisk Tidsskrift. 1977. Vol. 31. P. 103–128.
7. Kolka, V., Tolstobrov, D., Corner, G. D., Korsakova, O., Tolstobrova, A., & Vashkov, A. Isolation basin stratigraphy and Holocene relative sea-level change on the Barents Sea coast at Teriberka, Kola Peninsula, northwestern Russia. The Holocene. 2023. Vol.33. 9), 1060-1072. <https://doi.org/10.1177/09596836231176489>
8. Korsakova, O., Tolstobrov, D., Nikolaeva, S., Kolka, V., Tolstobrova, A. Imandra Lake depression in the Late Glacial and early Holocene (Kola Peninsula, N-W Russia) // Baltica. 2020. Vol. 33. № 2. P. 177– 190. <https://doi.org/10.5200/baltica.2020.2.5>
9. Nikolaeva, S., Tolstobrov, D., Tolstobrova, A. Disturbances in the primary stratigraphy of lake sediments on the Murmansk coast (Russia): their identification and relationship with catastrophic events. Baltica. 2019. Vol. 32 №2. P. 156–169. <https://doi.org/10.5200/BALTICA.2019.2.3>
10. Shelekhova T.S., Lavrova N.B., Tikhonova Y.S., Tolstobrov D.S., Vashkov A.A. (). Paleogeography and Natural Environment of the Karelian Shore of the White Sea in the Holocene, as Shown by the Study of Lake Sediments from the Keret' River Mouth. Stratigraphy and Geological Correlation. 2023. Vol. 31(4). P. 339-354. <https://doi.org/10.1134/S0869593823040056>
11. Shelekhova, T., Lavrova, N., Lobanova, N., Tolstobrov, D., Vashkov, A., Lazareva, O., & Rodionov, G. Paleogeographical reconstructions of the environment on the Karelian shore of the White Sea (Keret Area, Russia). The Holocene. 2024. Vol. 34(3). P. 306-324. <https://doi.org/10.1177/09596836231211871>

Кузина Д.М., Юсупова А.Р., Хэ П.

Казанский федеральный университет, Казань, Россия, di.kuzina@gmail.com

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОВ ОЗЕР БОЛЬШОЕ МИАССОВО И МАЛОЕ МИАССОВО (ЮЖНЫЙ УРАЛ, РОССИЯ)

Значительная часть действующих месторождений приближается к завершающей фазе эксплуатации, что влечет за собой неизбежное падение уровня добычи. Для интенсификации нефтеотдачи на поздней стадии разработки применяется комплекс технологических решений. Высокой эффективностью среди термических методов обладает технология внутрипластиового горения (ВПГ), наиболее результативная для разработки залежей с высоковязкой нефтью. Суть метода заключается в инициировании процесса частичного окисления тяжелых компонентов нефти непосредственно в продуктивном пласте в условиях нагнетания воздуха. Последствием температурного воздействия на пласт является изменение минералогии, особенно это касается магнитных минералов. Это позволяет проводить мониторинг прогоревшей зоны с помощью применения магнитных методов.

В работе представлены результаты изучения магнитными методами керна из скважины Нижне-Кармальского месторождения для определения изменения магнитных свойств при температурном воздействии.

В административном отношении Нижне-Кармальское месторождение располагается в северной части Черемшанского района Республики Татарстан, РФ, вблизи деревень Верхняя Кармалка, Туйметкино. Всего из скважины отобрано и изучено 11 образцов с интервалов глубин 122.5 – 143.9 м. Образцы в основном представлены песчаниками слабо- и средненефтенасыщенными и ненасыщенными, также изучался один образец глины.

МВ измерена для всех отобранных образцов при частоте 976 Гц и амплитуде поля 200 А/м с использованием многочастотного измерителя МВ Kappabridge MFK1-FA (AGICO, Чехия). Для указанных параметров чувствительность прибора составляет 2×10^{-8} SI. Диапазон измерения прибора достигает 0.5 (SI) при частоте 976 Гц.

Коэрцитивную спектрометрию проводили с помощью коэрцитивного спектрометра J_meter (Россия) (Буров и др., 1986; Нургалиев, Ясонов 2009; Yasonov et al., 1998). Для образцов в автоматическом режиме измеряли кривые нормального остаточного намагничивания при непрерывном росте внешнего магнитного поля до 1.5 Тл. Получены полные петли гистерезиса одновременно по остаточной и индуктивной намагниченностям.

Дифференциальный термомагнитный анализ образцов по индуцированной намагниченности выполняли на авторегистрирующих крутильных магнитных весах, действующих по нулевому методу (Буров и др., 1986). Это позволило определить магнитную минералогию образцов.

Согласно полученным данным образцы отличаются по магнитным свойствам, наибольшими магнитными свойствами обладают нефтенасыщенные песчаники для них характерны как более высокие значения магнитной восприимчивости, так и остаточной намагниченности насыщения, что указывает на большее количество магнитных минералов в середине изучаемого интервала. Это дает основание полагать, что при температурном воздействии на пласт, для этих образцов будут наибольшие изменения в магнитной минералогии. Также, согласно термомагнитным данным в образце присутствует пирит, который при нагревании переходит в магнетит, что приводит к увеличению намагниченности в несколько раз (рис. 1). Основным параметром, который показывает, насколько изменяются магнитные свойства образцов при нагревании является отношение индуктивных намагниченностей (J_i2/J_i1) до и после нагревания. Для изученных образцов это отношение изменяется в пределах 3.3 – 19.8.

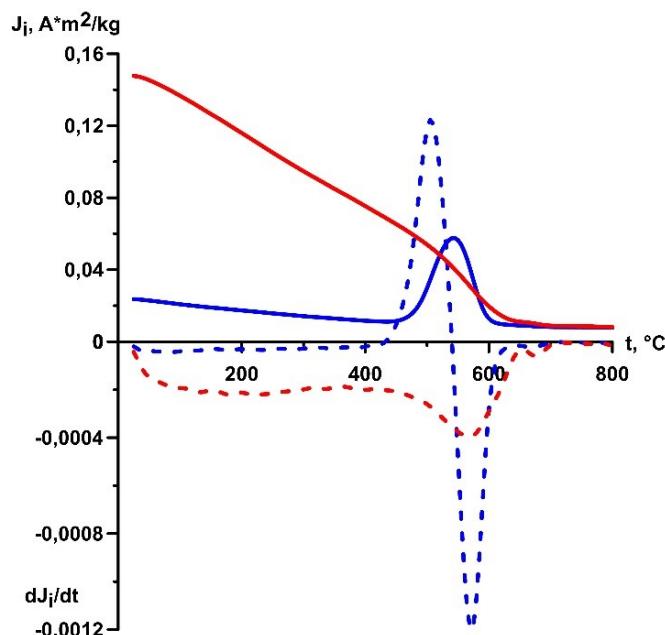


Рис. 1. Термомагнитная диаграмма образца с глубины 128 м. Синяя линия – первый нагрев, красная линия – второй. Пунктирными линиями приведены дифференциальные кривые

Таким образом, мы можем сказать, что температурной воздействие оказывает значительное влияние на магнитные свойства изученных образцов. Изменение магнитных свойств ведет к изменению магнитного поля на поверхности, таким образом, целесообразно применение магниторазведки для отслеживания зон, подвергшихся температурному воздействию при ВПГ.

Благодарности. Работа выполнена за счет гранта Академии наук Республики Татарстан, предоставленного молодым кандидатам наук (постдокторантам) с целью защиты докторской диссертации, выполнения научно-исследовательских работ, а также выполнения трудовых функций в научных и образовательных организациях Республики Татарстан в рамках Государственной программы Республики Татарстан «Научно-технологическое развитие Республики Татарстан» (соглашение № 24/2024-ПД).

Список литературы

1. Yasonov P.G., Nurgaliiev D.K., Burov B.V., Heller F. A modernized coercivity spectrometer //Geol. Carpathica. 1998. V. 49, No 3. P. 224–225.
2. Буров Б.В., Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г. Палеомагнитный анализ. Казань: Издательство Казанского университета, 1986. 167 с.
3. Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г. Коэрцитивный спектрометр. Патент РФ на полезную модель. № 81805. 2009. Бюл. ФИПС № 9.

Леонова М. А.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия, marie.leonova@yandex.ru

**ПОИСК АЛЬТЕРНАТИВНЫХ МЕТОДОВ ОБНАРУЖЕНИЯ СЛЕДОВ ГЛОБАЛЬНЫХ
МЕТЕОРИТНЫХ СОБЫТИЙ В ОСАДОЧНЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЯХ
(ВЗГЛЯД СО СТОРОНЫ ПЕТРОМАГНЕТИЗМА)**

Введение. Глобальные метеоритные события могли существенно влиять на историю развития Земли (например, Schmitz et al., 2019), поэтому видится важным реконструкция их последовательности. В то же время методы, используемые для идентификации таких событий, сопряжены с большими трудозатратами, связанными, в том числе, с переработкой и обогащением большого количества материала и/или с техническими ограничениями и доступом к дорогому оборудованию. В связи с этим возникает потребность в разработке относительно простого метода идентификации следов глобальных метеоритных событий. В докладе будут представлены результаты исследования опорного ордовикского разреза р. Лынна, в котором ранее был обнаружен слой с повышенным содержанием метеоритного вещества. Целью исследования являлась оценка перспектив петромагнитных и сопутствующих им методов для обнаружения следов глобальных метеоритных событий в осадочных последовательностях и, в идеале, выявление критериев, по которым такие слои могут быть идентифицированы.

Объектом исследования является разрез ордовика, вскрытый в Приладожье в приустьевой части реки Лынна, Ленинградская область (координаты N60°00'40", E32°34'05"). Данный разрез интересен тем, что в нем зафиксирован слой с повышенным содержанием метеоритного вещества (Lindskog et al., 2012), который соответствует распаду L-хондритового тела в поясе астероидов примерно 470 млн лет назад (Korochantseva et al., 2007). Разрез р. Лынна детально изучен в геологическом отношении и содержит фауну, которая позволяет привязать его стратиграфические подразделения к мировой геохронологической шкале. Для данного исследования разрез р. Лынна был опробован с детальностью 10-15 см (рис. 1).

Методика исследований. Существенное различие петромагнитных свойств и состава магнитных минералов метеоритов и осадочных пород создает предпосылки для использования группы петромагнитных методов. Было проведено множество лабораторных исследований: измерения стандартных петромагнитных параметров (естественной остаточной намагниченности, удельной магнитной восприимчивости, температурной и частотной зависимостей магнитной восприимчивости и ее анизотропии; температурной зависимости намагниченности насыщения – термомагнитный анализ; гистерезисных параметров при комнатной температуре – петли магнитного гистерезиса, кривые нормального намагничивания и обратного перемагничивания back field); измерения зависимости магнитных параметров при криогенных температурах (от 2 до 300К); рентгенофлуоресцентный анализ (XRF, элементный анализ) и изучение анишлифов под сканирующим электронным микроскопом (электронномикроскопические исследования).

Основные результаты. Результаты показали, что распределения по разрезу *стандартных параметров* имеют достаточно стохастический характер без каких-либо аномалий в зоне с повышенным содержанием метеоритного вещества. Исключение составляет некоторая особенность в распределении типов кривых нагрева температурной зависимости магнитной восприимчивости: выделяются два типа кривых, условно «магнетитовый» (тип 1) и «парамагнитный» (тип 2 с более линейным характером кривой). Образцы с кривыми 2 типа почти полностью относятся к «метеоритному» слою, в то время как образцы с кривыми 1 типа лежат вне его (рис. 2).

Данную особенность можно было бы связать с изменением распределения размеров зерен магнитных минералов по разрезу, однако говорить о прямой связи такого поведения термомагнитных кривых с проявлением «метеоритного» слоя было бы опрометчиво. Термомагнитный анализ не выявил содержания самородного железа в «метеоритном» слое, которое можно было бы связать с метеоритным железом. Исследования при криогенных температурах обнаружили в некоторых образцах из «метеоритного» слоя следы хромитов, характерных для метеоритного вещества, однако несмотря на это данный метод не оказался уверен но перспективным. Методы локальной микроскопии также не показали значимых результатов. Наиболее результативным оказался метод рентгенофлуоресцентного анализа образцов по разрезу: он выявил значимые отличия в содержаниях хрома и титана в «метеоритном» и в «неметеоритном» слоях (рис. 3), что указывает на возможность использования элементного анализа для поиска слоев, содержащих внеземное вещество и, следовательно, для идентификации метеоритных событий.

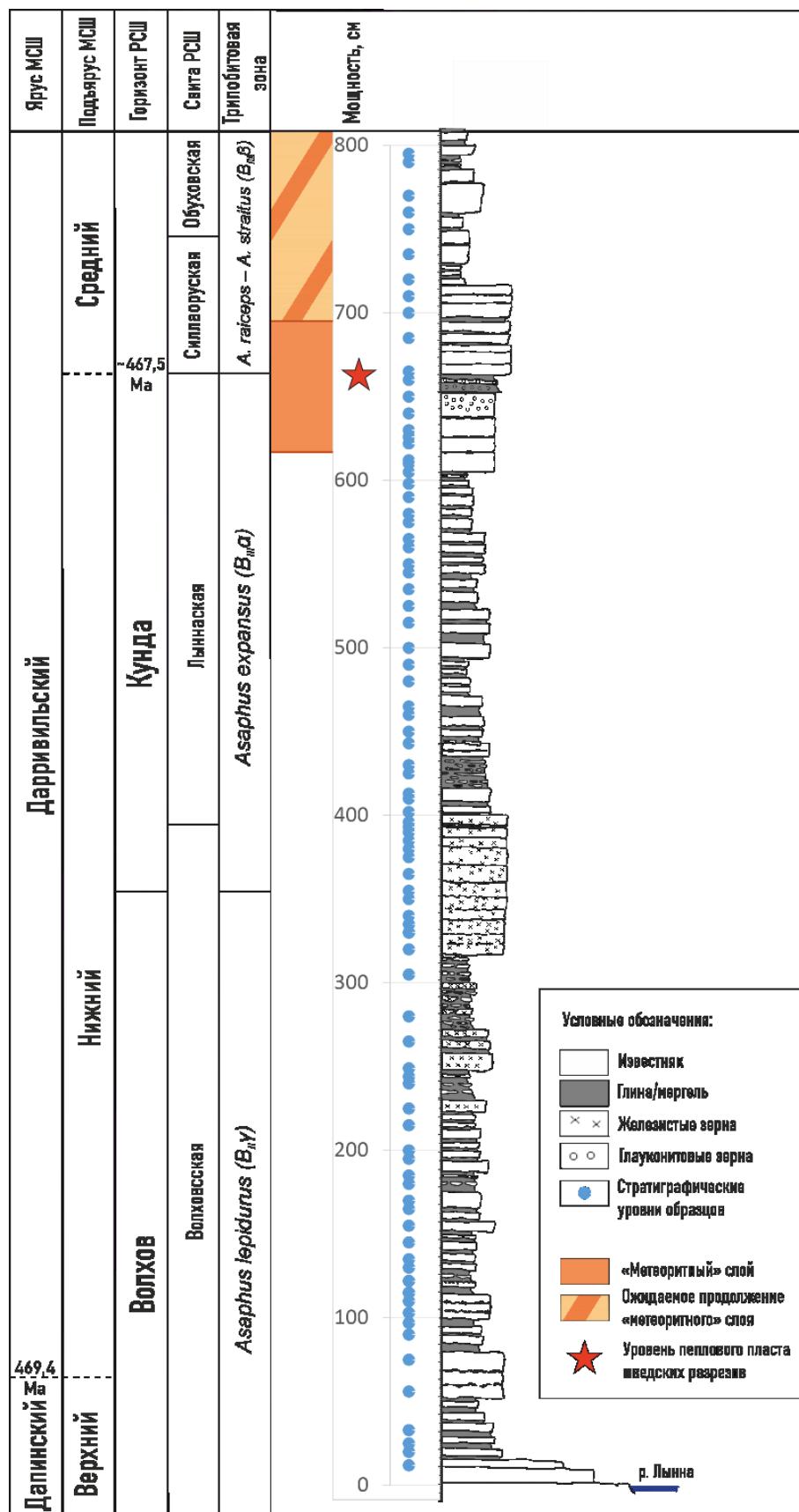


Рис. 1. Стратиграфия и литология разреза р. Лынна, уровни отобранных образцов. МСШ – Международная стратиграфическая шкала (Gradstein, 2020), РСШ – региональная стратиграфическая шкала (Dronov A.V. et al., 2019)

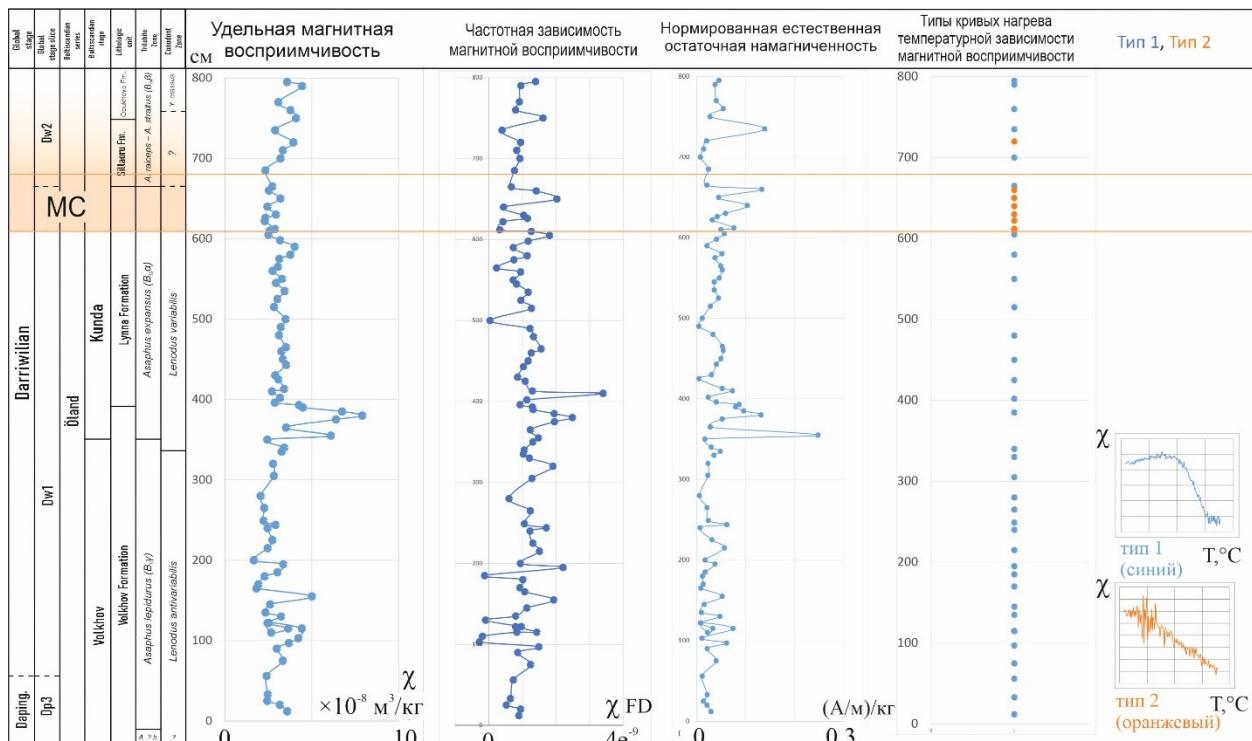
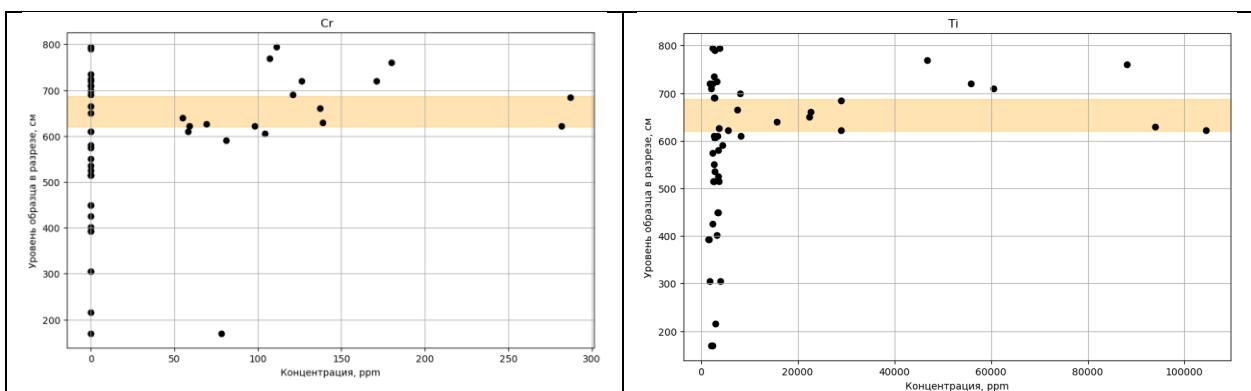


Рис. 2. Некоторые результаты. «МС» - «метеоритный» слой, оранжевым выделена достоверная его часть



ис. 3. Графики распределения концентраций хрома (слева) и титана (справа) по разрезу. Оранжевым выделен «достоверный» «метеоритный» слой (выше ожидается его продолжение)

Заключение. Для поиска следов глобальных импактных событий может быть использован элементный анализ (например, по хрому и титану). Обычный набор петромагнитных методов не показал свою перспективность на эталонном объекте.

Благодарности. Работа выполнена в Центре коллективного пользования «Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм» ИФЗ РАН при финансовой поддержке РНФ (грант № 24- 27-00370).

Список литературы

- Korochantseva E. et al. L-chondrite asteroid breakup tied to Ordovician meteorite shower by multiple isochron 40Ar-39Ar dating // Meteoritics and Planetary Science, 42 (2007), p. 113.
- Lindskog A. et al. A Russian record of a Middle Ordovician meteorite shower: Extraterrestrial chromite at Lynna River, St. Petersburg region // Meteoritics and Planetary Science, 47 (2012), 1274.
- Schmitz B. et. al. An extraterrestrial trigger for the mid-Ordovician ice age: Dust from the breakup of the L-chondrite parent body // Science Advances, 5 (2019).

Лукошкова А.А.¹, Яковлев Е.Ю.¹, Орлов А.А.¹, Липкина А.Е.², Быков В.М.¹

¹Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики имени академика Н.П. Лаверова Уральского отделения Российской академии наук, a.luckoshkova@yandex.ru
²Санкт-Петербургский государственный университет

СТРОНЦИЙ-90 В ТОРФЯНОЙ ЗАЛЕЖИ МЕРЗЛОГО БОЛОТА ОСТРОВНОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ

Введение. Изучение островных территорий Российской Арктики обладает высокой актуальностью. Данные исследования важны для экономического развития России, для сохранения и охраны уникальных экосистем островных территорий при изменении климата, при освоении природных ресурсов данных территорий.

Согласно обзору научных публикаций в период развития современного глобального потепления российскими учёными изучается изменение климата Арктики. По научным публикациям Г.В. Алексеева (2014; 2015) в Российской Арктике наблюдается проявление и усиление глобального потепления. На острове Колгуев проведены исследования биоты (Болотов, 2011; Лавриненко, Лавриненко, 2014; Кондратьев и др., 2019; Bespalaya et al., 2022; Potapov et al., 2022; Quillfeldt et al., 2022; Глазов и др., 2024). А.Г. Шматовой (2023) изучена пространственная организация почвенного покрова острова. А.Н. Ломакиной, В.П. Евдокимовой (2019) исследован минеральный азот в криогенных почвах острова Колгуев. Современные радиоэкологические исследования экосистем острова Колгуев не проводились. Проведены исследования торфяников верховых болот материковых территорий (Яковлев, 2024; Lukoshkova et al., 2024 и др.).

Цель исследования – впервые изучить удельную активность, плотность загрязнения и профильное распределение техногенного и долгоживущего стронция-90 (^{90}Sr) в торфяной залежи мерзлого болота островной территории Российской Арктики (остров Колгуев).

Объект и методы. Объектом исследования является торфяная залежь мерзлого болота острова Колгуев, расположенного в Баренцевом море (Российская Арктика), (рис. 1). Мерзлое болото находится на юго-восточном побережье острова Колгуев вблизи посёлка Бугрино. Из сезонно-талого слоя торфяной залежи мерзлого болота отобран торфяной керн ТБ-1 (географические координаты: N 68.7901 E 49.32013). Глубина сезонно-талого слоя торфяной залежи и керна составляет 25 см. С 25 см начинается мерзлота. Из керна отобраны образцы торфа, шаг отбора верхнего образца составляет 3 см, последующих образцов – 2 см, для определения физико-химических свойств торфа и удельной активности стронция-90 (^{90}Sr). Пробы отобраны согласно ГОСТ 17.4.3.01-2017.

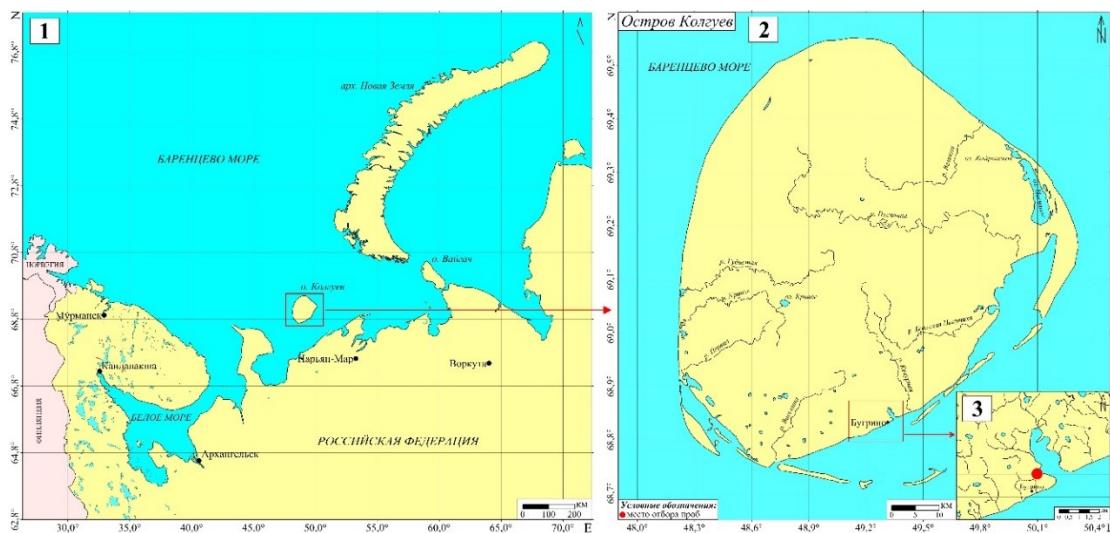


Рис. 1. Карты-схемы места отбора торфяного керна ТБ-1
Масштаб карты-схемы № 1 1:10 000 000, масштаб карты-схемы № 2 1:500 000,
масштаб карты-схемы № 3 1:100 000

В лабораторных условиях в каждой пробе торфа определены физико-химические параметры: актуальная (pH_{water}) и обменная (pH_{salt}) кислотности; зольность (A_{sh}); массовая доля карбонатов (CO_3^{2-});

содержание водорастворимых солей (Soluble salts) и массовая доля органического вещества (Organic Matter) согласно государственным стандартам и актуальным методикам. Актуальную и обменную кислотности определяли потенциометрическим методом (ГОСТ 26423-85., 2011). Зольность, массовую долю карбонатов и содержание водорастворимых солей определяли гравиметрическим методом (ГОСТ 27784-88., 1988). Массовую долю органического вещества определяли расчетным методом, учитывая зольность (ГОСТ 26213-91., 1992). Удельная активность радиоактивного элемента ^{90}Sr (А) определена бета-радиометрическим методом с радиохимической подготовкой согласно аттестованной методике (Методика измерений удельной..., 2013).

Результаты и обсуждение. Торфяной раствор сильнокислый ($3,7 \leq \text{pH}_{\text{water}} \leq 3,9$). Кислотность твердой фазы выше кислотности торфяного раствора ($2,6 \leq \text{pH}_{\text{salt}} \leq 3,0$). Структура торфяной залежи мерзлого болота однородная. Залежь представлена органическим веществом. Массовая доля органического вещества в торфе острова Колгуев составляет 92–97%. Для торфа мерзлого болота характерна минимальная зольность (2,5–7,1%) по сравнению с зольностью верховых болот. Торф острова Колгуев характеризуется как малозольный и среднезольный. При данной зольности торфа острова Колгуев содержание водорастворимых солей составляет 0,60–0,96 мг/г, содержание карбонатов 0,15–0,42%. Профильное распределение физико-химических параметров в торфяном керне ТБ-1 представлено на рис. 2. Для физико-химических параметров торфа наблюдаются две значимые корреляционные связи ($-0,5 \leq r \leq 0,5$): прямая – $\text{pH}_{\text{water}} - \text{pH}_{\text{salt}}$ (0,65); обратная – Organic Matter-A_{sh} (-0,99). Торфяник мерзлого болота островной территории Российской Арктики имеет отличительные физико-химические параметры в сравнении с верховыми болотами Европейской субарктики России: сильная кислотность, низкая зольность, отсутствие засоленности, высокая доля органического вещества.

Удельная активность ^{90}Sr в торфяной залежи острова Колгуев находится в интервале 0,08–3,6 Бк/кг. Плотность загрязнения составляет $9,1 \times 10^{-5} - 3,9 \times 10^{-3}$ Ки/км² (радиоактивное загрязнение торфяного керна ^{90}Sr отсутствует). Удельная активность ^{90}Sr в торфянике мерзлого болота островной территории Российской Арктики ниже, чем в торфянике верхового болота материковой территории (Мурманская область), что обусловлено крайне низкой скоростью накопления радиоактивных элементов торфяником (Яковлев, 2024) и отсутствием локальных объектов ядерно-топливного комплекса. В пределах региона (Ненецкий автономный округ) удельная активность ^{90}Sr в торфянике острова Колгуева выше в сравнении с торфяником верхового болота материковой территории (вблизи г. Нарьян-Мар). Остров Колгуев географически ближе расположен к архипелагу Новая Земля, на котором проводились ядерные испытания.

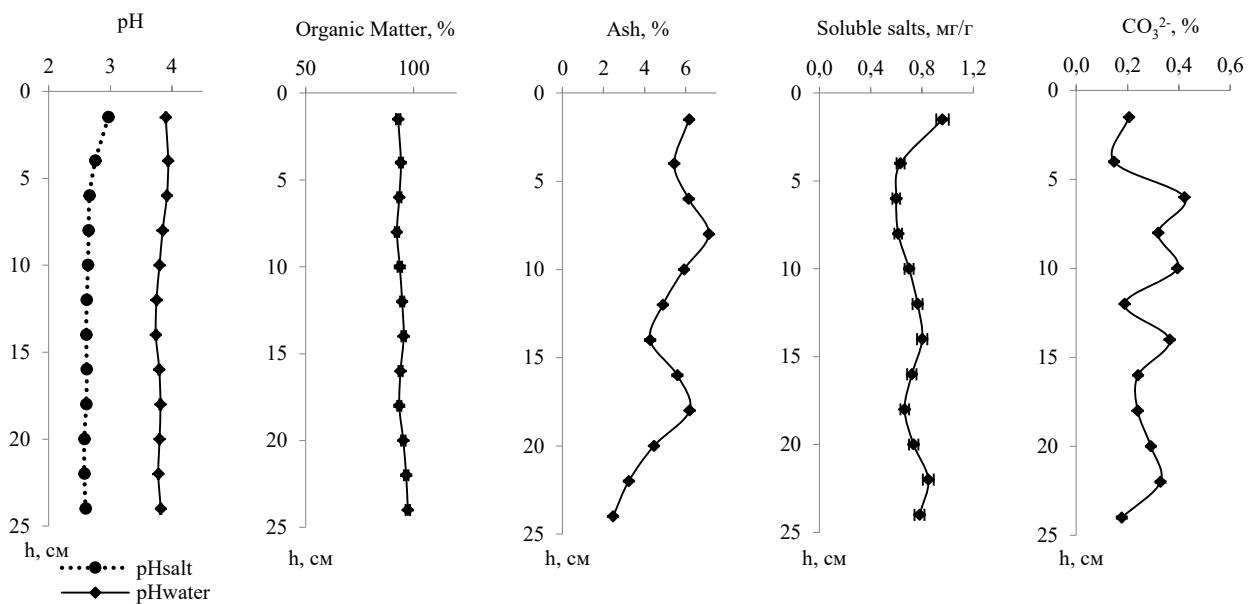


Рис. 2. Профильное распределение физико-химических параметров в торфяном керне ТБ-1

Профильное распределение ^{90}Sr в керне ТБ-1 имеет неравномерно-аккумулятивный характер (рис. 3). Значения удельной активности техногенного радиоактивного элемента ^{90}Sr в торфяном керне изменчивы. Коэффициент вариации значений удельной активности ^{90}Sr составляет 25 %. ^{90}Sr аккумулируется в верхней части сезонно-талого слоя торфяника (0–15 см). Максимальная удельная

активность радиоактивного элемента (3,6 Бк/кг) зафиксирована в слое (13–15 см) торфяного керна, ниже данного слоя удельная активность ^{90}Sr существенно убывает. Глубокая миграция радиоактивного элемента ^{90}Sr объясняется высокой химической активностью, аналогичной кальцию. Коэффициент сравнения удельной активности ^{90}Sr в верхнем и нижнем слоях равен 24.

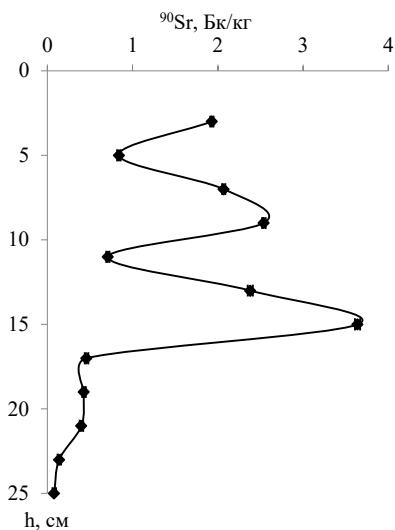


Рис. 3. Профильное распределение ^{90}Sr в торфяном керне ТБ-1

Значимые корреляционные зависимости между удельной активностью ^{90}Sr и физико-химическими показателями торфа в керне ТБ-1 не установлены (рис. 4).

	pH _{water}	pH _{salt}	Organic Matter	A _{sh}	Soluble salts	CO ₃ ²⁻			
^{90}Sr	---	-0,07	---	0,22	---	-0,34	0,33	0,02	0,29

Рис. 4. Корреляционные зависимости в торфе керна ТБ-1 между удельной активностью ^{90}Sr и физико-химическими показателями

Обозначения: желтый круг – незначимые корреляционные связи.

Заключение. Удельная активность ^{90}Sr в торфянике мерзлого болота островной территории Российской Арктики низкая. В пределах региона (Ненецкий автономный округ) торфяник мерзлого болота островной территории Российской Арктики имеет наибольшую удельную активность ^{90}Sr . Профильное распределение ^{90}Sr в торфянике мерзлого болота неравномерное. Максимальная удельная активность техногенного радиоактивного элемента (3,6 Бк/кг) зафиксирована в слое (13–15 см) торфяного керна.

Благодарности. Радиоэкологическое исследование, исследование физико-химических параметров торфа выполнены при финансовой поддержке темы ФНИР ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН: «Особенности миграции элементов и их изотопов в компонентах окружающей среды Западного сектора Российской Арктики в условиях климатических и техногенных изменений» № 125022002727-2. Экспедиционные исследования выполнены при финансовой поддержке «Арктический плавучий университет-2024».

Список литературы

1. Алексеев Г.В. Арктическое измерение глобального потепления // Лёд и снег. 2014. Т. 54. №2. С. 53-68.
2. Алексеев Г.В. Проявление и усиление глобального потепления в Арктике // Фундаментальная и прикладная климатология. 2015. Т. 1. С. 11-26.
3. Болотов И.Н. Fauna и экология булавоусых чешуекрылых (Lepidoptera, Rhopalocera) полуострова Канин и острова Колгуев // Зоологический журнал. 2011. Т. 90. № 11. С. 1365-1373.
4. Глазов П.М., Лощагина А.Г., Шматова А.Г., Гнеденко А.Е., Тишков А.А. Остров Колгуев как объект мониторинга биоты западного сектора российской Арктики // Арктика: экология и экономика. 2024. Т. 14. № 2(54). С. 261-273.
5. ГОСТ 17.4.3.01-2017. Охрана природы. Почвы. Общие требования к отбору проб. М.: Стандартинформ, 2018. 8 с.
6. ГОСТ 26213-91. Почвы. Методы определения органического вещества. М.: Издательство стандартов, 1992. 6 с.
7. ГОСТ 26423-85. Почвы. Методы определения удельной электрической проводимости, pH и плотного остатка водной вытяжки. М.: Стандартинформ, 2011. 7 с.

8. ГОСТ 27784-88. Почвы. Метод определения зольности торфяных и оторфованных горизонтов почв. М.: Издательство стандартов, 1988. 6 с.
9. Кондратьев А.В., Глазов П.М., Зайнагутдинова Э.М., Лощагина Ю.А., Анисимов Ю.А., Покровская О.Б. Современное состояние и динамика орнитофауны острова Колгуева // Орнитология. 2019. Т. 43. С. 24-44.
10. Лавриненко О.В., Лавриненко И.А. Растительный покров оленевых пастбищ острова Колгуев: преемственность исследований и современные подходы // Ботаника: История, теория, практика (к 300-летию основания Ботанического института им. В. Л. Комарова Российской академии наук): Труды международной научной конференции. Санкт-Петербург: Издательство Санкт-Петербургский государственный электротехнический университет "ЛЭТИ" им. В.И. Ульянова (Ленина), 2014. С. 124-130.
11. Ломакина А.Н., Евдокимова В.П. Содержание соединений минерального азота в криогенных почвах Арктики // Евразийский Союз Ученых. 2019. № 3-5 (60). С.18-21.
12. Методика измерений удельной активности стронция-90 (^{90}Sr) в пробах почв, грунтов, донных отложений и горных пород бета-радиометрическим методом с радиохимической подготовкой. М.: ФГУП «ВИМС», 2013. 19 с.
13. Нормы радиационной безопасности (НРБ-99/2009). Санитарные правила и нормативы. СанПиН 2.6.1.2523-09. М.: Федеральный центр гигиены и эпидемиологии Роспотребнадзора, 2009. 100 с.
14. Шматова А.Г. Разнообразие структурных грунтов острова Колгуев и проблемы их типизации // К познанию цельного образа криосферы земли: изучение природных явлений и ресурсного потенциала Арктики и Субарктики: Сборник материалов Всероссийской научно-практической конференции с международным участием, Тюмень: Издательство: ТюмГУ-Press, 2023. С. 313-317.
15. Яковлев Е. Ю. Изотопно-радиогеохимические методы оценки геологической обстановки западного сектора Российской Арктики : диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук / Яковлев Евгений Юрьевич, 2024. 311 с.
16. Bespalaya Yu.V., Travina O.V., Tomilova A.A., Khrebtova I.S., Aksanova O.V., Aksakov A.S., Vinarsky M.V., Kondakov A.V., Nekhaev I.O., Palatov D.M., Spitsyn V.M., Shevchenko A.R. & Bolotov I.N. Species diversity, dispersal pathways, and ecology of freshwater mollusks on Kolguev Island (Barents Sea, Russia) // Inland Water Biology. 2022. № 6. P. 734-748.
17. Lukoshkova A., Yakovlev E., Orlov A. The Geochemistry of Strontium-90 in Peatlands of the European Subarctic of Russia // Pollution. 2024. Vol. 10. № 2. P. 808-818.
18. Potapov G.S., Kolosova Y.S., Kondakov A.V., Tomilova A.A., Filippov B.Yu., Zubrii N.A., Spitsyn V.M., Spitsyna E.A., Zheludkova A.A., Gofarov M.Yu., Bovykina G.V. & Bolotov I.N. Phylogeography and Ecology of Bumble Bees on Kolguev Island, a Remote European Arctic Landmass // ZooKeys. 2022. № 1122. P. 19-37.
19. Quillfeldt P., Morkūnas J., Kruckenberg H., Kondratyev A., Loshchagina J., Aarvak T., Øien I. J., Bellebaum J. & Glazov P. Year-round movements of Long-tailed Ducks *Clangula hyemalis* from Kolguev Island, Barents Sea // Polar Biology. 2022. № 45 (1). P. 71-87.

Машина Е.В.
ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, mashina@geo.komisc.ru

МИНЕРАЛЬНАЯ СОСТАВЛЯЮЩАЯ ХОЛЕЛИТОВ

Введение. В поле охвата исследования минералогии входят не только истинно природные минералы, но и образующиеся в организме человека в составе различных патогенных образований: кардиолитов (минеральные отложения в сердце), уролитов (мочевые камни), ринолитов (носовые камни), холелитов (желчные камни) и другие (Кораго, 1992). Подавляющее большинство биоминералов, формирующихся в организме человека имеют небиогенные аналоги. Распространение желчнокаменной болезни является веской причиной ее активного изучения во всем мире, существует необходимость продолжения исследований механизма ее образования. Анализ состава холелитов позволяет выявить закономерности их формирования, что необходимо для изучения их патогенеза.

Цель работы. Изучение минеральной составляющей в кристаллических холестериновых) и некристаллических (билирубиновых) холелитах.

Объекты и методы исследования. Объектами исследования послужили холелиты жителей Республики Коми. В ходе исследования применялись методы: рентгеноструктурный (Shimadzu XRD-6000), ИК-спектроскопия поглощения (ИнфраЛюм ФТ-02), аналитический сканирующий электронный микроскоп VEGA3 TESCAN с энергодисперсионной приставкой X-Max.

Результаты исследования. В кристаллических холестериновых холелитах методом рентгенофазного анализа и инфракрасной спектроскопии установлена минеральная компонента (Å в скобках индексы соответствующих плоскостей): арагонит 3.39 (111), 3.27 (021), 2.7 (012), 2.37 (112), 1.97 (221), 1.87 (202), 1.74 (113), фатерит 3.58 (110), 3.30 (111), 2.74 (112), 2.13 (004), 2.06 (300), 1.82 (114), 1.64 (222), карбонатгидроксилапатит 3.43 (002), 2.79 (211), 2.70 (300), 2.62 (202), 2.25 (310), 1.93 (222), 1.83 (123).

Исследования сканирующим электронным микроскопом показали, что арагонит присутствуют в виде игольчатых кристаллов, зерна фатерита имеют округлую форму (рис.1). Обособления фатерита приурочены ближе к средним и периферийным частям образцов. Арагонит образует наслоения на кристаллическом холестерине. Карбонатгидроксилапатит образует ядро образцов, вокруг которого шло отложение холестерина. Минерал состоит из зерен округлой формы размером первые микрона.

Отличительной чертой современной минералогии можно считать исследования минералов на уровне микроразмерности. Метод аналитической электронной микроскопии является фундаментальным методом, позволяющим определить химический состав и морфологию минералов, имеющих малые размеры. В кристаллических холестериновых холелитах микрозондовым анализом установлены микроминералы галит, барит, альбит, сильвин, доломит, гематит (рис.1).

В некристаллических билирубиновых холелитах методом рентгенофазного анализа и инфракрасной спектроскопии регистрируются отражения, соответствующие минеральной компоненте (\AA в скобках индексы соответствующих плоскостей): арагонит 3.39 (111), 3.27 (021), 2.7 (012), 2.37 (112), 1.97 (221), 1.87 (202), 1.74 (113), кальцит 3.03 (104), 2.48 (110), 2.28 (113), 2.09 (202), 1.87 (116), 1.6 (212). Арагонит и кальцит наблюдаются в виде игольчатых и таблитчатых кристаллов (рис.1). В образцах карбонат кальция образует зональность вокруг органического билирубинового вещества или хаотически чередуется с ним. В результате исследования билирубиновых холелитов микрозондовым анализом в них установлены различные микроминералы альбит, микроклин, доломит, сильвин, уэдделлит, галит, оксид кремния (кварц или его некристаллический химический аналог).

Формирование холелитов происходит в растворе желчи. Через желчь в организме человека выводятся различные химические элементы, источниками которых являются вода, пища, лекарственные препараты. Следует полагать, что минералы формировались в момент роста холелитов и являются продуктом сложных биохимических реакций.

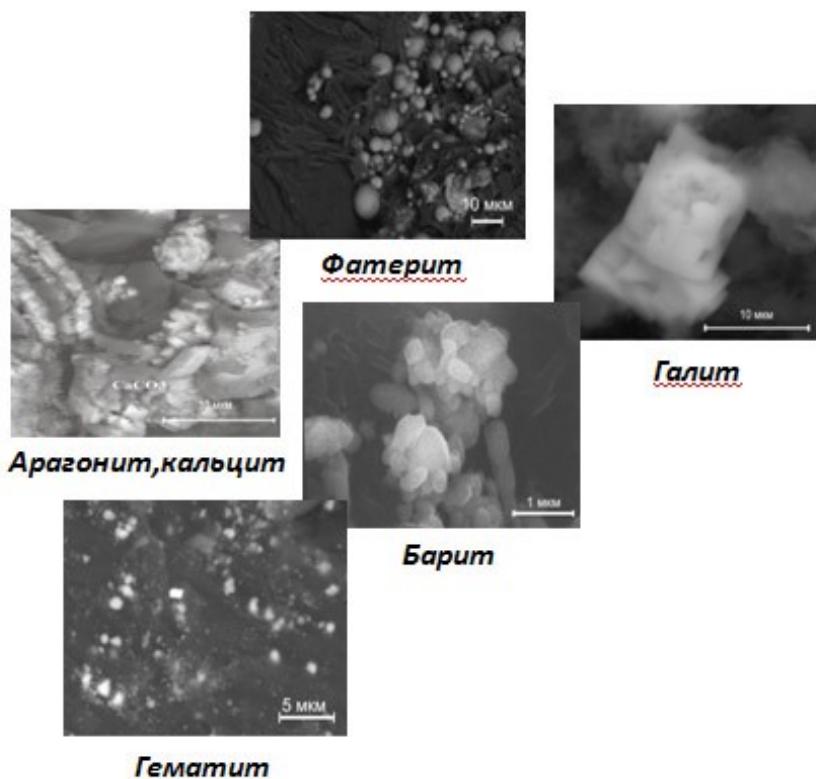


Рис. 1. Минералы в составе холелитов

Заключение. Таким образом, в составе холестериновых и билирубиновых холелитов идентифицированы минералы: кальцит, фатерит, арагонит и карбонатгидроксилапатит. Микровключения представлены классами оксидов, хлоридов, сульфатов, сульфидов, силикатов, оксалатов.

Список литературы

- Кораго А.А. Введение в биоминералогию. СПб: Недра, 1992. 279 с.

ПРОБЛЕМЫ ОТОБРАЖЕНИЯ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ В РИСУНКАХ В ПОЛЕВЫХ ДНЕВНИКАХ

Рисунок палеонтологического объекта – это один из способов визуальной фиксации материала, представляющего интерес для исследователя. Это натуралистическое изображение фоссилий, которое необходимо занести в полевой дневник наряду с другими зарисовками (планы расположения рек, ландшафтные композиции, геологический разрез и пр.). Рисунок выполняется с использованием замеров и соблюдением пропорций. Широкое применение практики рисования палеонтологических объектов было распространено в начале XX века. Фотографирование на тот момент представляло собой менее надежный способ фиксации. Качество фотоматериалов (отложенная проявка фотоплёнки, последующая сохранность негативов, непосредственно печать и пр.) уступало зарисовкам исследователей. Рисунки позволяют вести сравнительный анализ и сопоставление фактов вкупе с описаниями и фотографиями объектов. Хорошо известны многочисленные рисунки в полевых дневниках В.П. Амалицкого, И.А. Ефремова, Ю.А. Орлова и др. (Данукалова, 2009; Орлов, 1989). Так, полевые дневники И.А. Ефремова, заполненные в ходе экспедиции в русла рек Шарженъга и Ветлуга Вологодской области в 1927 – 1928 гг., привлекли внимание исследователей из Палеонтологического кружка при музее им. Ю.А. Орлова (Москва) в 2024 году (Шмаков, 2024). Они рассматривались как средство получения информации о потенциале повторной экспедиции по следам выдающегося учёного.

В данный момент рисунок в полевом дневнике дополняется фото- и видеофиксацией. Ограниченност навыка рисования части исследователей приводит к искажению палеонтологического объекта и недостоверному отображению. Отдельную проблему представляет собой фиксация в рисунке палеонтологических объектов разной степени сохранности и разной видовой принадлежности.

Учитывая большой интерес к вымершим организмам в современном обществе, существует потребность в достоверных изображениях окаменелостей. Рисунки должны быть выполнены с натуры, не дополнены искусственным интеллектом (реконструкция утраченных элементов представляется в достаточной мере условной). Воображение и фантазия художников, специализирующихся на палеоарте (искусстве создания доисторических ландшафтов и образов представителей вымершей флоры и фауны) зачастую носят не научный характер, что негативно сказывается на задаче популяризации палеонтологии в масс-культуре. Палеоарт, играющий положительную роль в популяризации науки, является симбиозом экспериментальной научно-художественной практики. В сообществе профессиональных палеонтологов встаёт задача формирования качественного достоверного контента, распространяемого в общедоступных информационных базах. Продуктивным представляется сотрудничество палеонтологов с профессиональными художниками, возможно с последующей программной генерацией палеонтологических объектов (касается организмов, у которых скелетные структуры в достаточной мере отображают визуальный образ организма).

Список литературы

1. Данукалова Г.А. Палеонтология в таблицах. – М., 2009.
2. Орлов Ю.А. В мире древних животных. Очерки по палеонтологии позвоночных. – М., 1989.
3. Шмаков А.С. Устный доклад на III научно-практической конференции экспедиционных отрядов учащихся Палеонтологического института им. А.А. Борисяка. – М, 2024.

Ощепкова А.В.^{1,2}, Полетаева В.И.¹, Мазухина С.И.³, Долгих П.Г.¹, Пастухов М.В.¹

¹Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1А;
oshepkova-anasta@mail.ru

²Иркутский государственный университет, г. Иркутск ул. Карла Маркса, 1

³Институт проблем промышленной экологии Севера РАН, г. Анадырь, ул. Ферсмана, 14а

МОДЕЛИРОВАНИЕ ФОРМ НАХОЖДЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В ВОДНОЙ ЭКОСИСТЕМЕ РЕКИ ВИХОРЕВА ПРИ АНТРОПОГЕННОЙ НАГРУЗКЕ

Введение. Река Вихорева - левый приток реки Ангары, впадает в Усть-Вихоревский залив и далее в Усть-Илимское водохранилище. По гидрологическим характеристикам р. Вихорева относится к небольшим водотокам. Длина реки 296 км, ширина до 25 м, глубина до 2 м, средние скорости течения от 0,1 до 2,8 м/с. Загрязнение реки началось уже при создании Вихоревского лесозаготовительного комбината (1956 г.). Помимо промышленных отходов в р. Вихорева поступают коммунальные стоки г. Братск и г. Вихоревка.

В реку с территории Братской промышленной зоны, включающей предприятия химической, металлургической, лесоперерабатывающей и других видов промышленности, более семидесяти лет поступали и поступают огромные количества разнообразных веществ антропогенного происхождения. Сбросы огромного количества органических и неорганических веществ со сточными водами привели к катастрофическому загрязнению реки. Согласно государственным докладам, в поверхностных водах р. Вихорева ниже Братской промышленной зоны среднегодовые концентрация железа, меди, азота и органических веществ по ХПК превышают допустимые нормативы. В 2010 г. воды реки определялись как «грязные» (4-й класс, разряд «а») (Государственный доклад..., 2011). С закрытием предприятий антропогенная нагрузка уменьшилась, но и в 2022 г. воды реки все еще определены как «загрязнённые» (класс 3, разряд «а») (Государственный доклад..., 2023).

Гидрохимия вод р. Вихорева. Гидрохимический состав р. Вихорева подробно рассмотрен в работе (Долгих, Полетаева, Пастухов, 2024). Результаты исследования показали, что, несмотря на анонсируемое в средствах массовой информации снижение техногенной нагрузки от Братской промышленной зоны, загрязнение, связанное с поступлением сточных вод в р. Вихорева, продолжается. Пониженное содержание кислорода в придонных водах этого участка (до 0,59 мг/л) указывает на активно проходящие процессы окисления органических веществ, что приводит к созданию неблагоприятных условий для жизнедеятельности гидробионтов. После поступления сточных вод происходит обогащение вод реки, в большей степени, SO_4^{2-} , Cl^- , Na^+ , K^+ , Mn , Pb и Сорг. Помимо антропогенного фактора, на формирование режима главных ионов и микроэлементов в воде р. Вихорева влияние оказывает субаквальная разгрузка подземных вод, влияющая на концентрацию, в основном, HCO_3^- , SO_4^{2-} , Al , Fe и Hg . Таким образом, остаются актуальными исследования, направленные на изучение форм нахождения элементов в воде р. Вихорева.

Физико-химическое моделирование. Физико-химическое моделирование процессов преобразования форм химических элементов в природно-техногенной системе может быть использовано для более детальной оценки происходящих изменений в биогеохимических циклах. Для выделения форм миграции элементов (Ca , K , Mg , Na , Al , As , Cd , Cu , Fe , Hg , Mn , Pb , Si , V , Zn) выбраны две точки наблюдения, расположенных до и после промышленных стоков, расстояние между объектами – 25 км. Моделирование проведено при помощи программного комплекса Селектор (Чудненко, 2010). Суть подхода состоит в том, что определяется глобальный минимум термодинамического потенциала (в нашей задаче – минимум энергии Гиббса) моделируемой системы на множестве ограничений, задаваемых системой уравнения баланса масс, неотрицательностью мольных количеств зависимых компонентов. Компьютерная модель вычисляет фазовый состав системы в зависимости от температуры, давления, химического состава воды и других наложенных условий, определяющих термодинамическое равновесие системы. Рассчитаны равновесные составы речной воды при температуре 12 и 14°C, соответствующей средней измеренной, и давлении 1 атм. Система открыта к атмосферному воздуху. Модель включает 28 независимых компонентов: Na , Mg , Al , Si , K , Ca , Mn , S , Cl , P , N , F , Fe , H , As , B , C , Cd , Cr , Cu , Ga , Hg , Ni , Pb , Zn , V , O , e (e – электрон) и около 800 зависимых компонентов (включая газы, водный раствор и твердые фазы). Термодинамические свойства растворенных веществ взяты из (Sverjensky, Shock, Helgeson, 1997), твердых фаз из (Richard, Helgeson, 1988), газов (Reid, Prausnitz, Sherwood, 1977). Расширенный список независимых и зависимых компонентов модели позволяет провести расчет по большему количеству вариантов решений и найти реальный равновесный состав воды. В обсуждении рассмотрен только ряд наиболее интересных элементов.

Главные ионы. В таблице 1 представлены концентрации основных ионов (результаты химического анализа) и результаты расчетов форм их миграции (физико-химическое моделирование) в р. Вихорева до и после стоков.

Таблица 1. Концентрации компонентов основного ионного состава (мг/л) и результаты расчетов форм (%) их миграции в воде р. Вихорева

	До стоков	После стоков
Eh	0,74	0,71
pH	8,54	9,02
Минерализация, мг/л	298,96	905,58
Ca		
Содержание	50,0	47,0
Ca ²⁺	78	51
CaCO ₃ ⁰	5	29
CaHCO ₃ ⁺	3	5
CaSO ₄ ⁰	13	15
K		
Содержание	1,5	9,1
K ⁺	99	97
KSO ₄ ⁻	1	3
Mg		
Содержание	18,2	15,4
Mg ²⁺	68	44
MgCO ₃ ⁰	3	17
MgHCO ₃ ⁺	7	13
MgSO ₄ ⁰	22	25
Na		
Содержание	3,9	240,0
Na ⁺	97	95
NaSO ₄ ⁻	3	5

Результаты химического анализа показывают, что после стоков в воде реки отмечается увеличение содержания HCO₃⁻ с 160,1 до 189,8 мг/л, Cl⁻ с 3,0 до 22,1 мг/л, SO₄²⁻ с 87,0 до 196,0 мг/л. Для вод р. Вихорева характерно высокое содержание аммоний-иона NH₄⁺ – 2,3 мг/л до стоков, 4,4 мг/л после стоков. Количество фосфора, азота и фтора меняется незначительно.

Физико-химическое моделирование определяет возможность выпадения твердых минеральных фаз из исследуемых вод. До стоков вероятно образование гетита (до 0,36 мг/л), апатита (до 0,1 мг/л), пиролюзита (0,04 мг/л). После стоков изменяются кислотно-щелочные условия, способствующие выпадению большего количества минералов. Количество новообразованного гетита увеличивается до 0,48 мг/л, пиролюзита до 0,25 мг/л, апатита до 1,1 мг/л. Вероятно выпадение карбонатов до 112,6 мг/л и гидромусковита (1,62 мг/л).

Катионы (Ca²⁺, Na⁺, Mg²⁺ и K⁺) имеют слабо выраженную склонность к комплексообразованию в природных водах, мигрируют преимущественно в виде свободных ионов. Ниже поступающих стоков отмечается увеличение доли их закомплексованности с HCO₃⁻, CO₃²⁻, SO₄²⁻.

Содержание кальция до стоков и после меняется незначительно, при этом, до стоков он находится преимущественно в виде свободного иона, а ниже стоков – значительно увеличивается доля CaCO₃⁰. Образование комплексов с HCO₃⁻, CO₃²⁻ наблюдается для магния. Калий и натрий образуют комплексы с SO₄²⁻, но изменение в соотношении форм до стоков и после для этих элементов проявлены не так явно.

Микроэлементы. Концентрации (результаты химического анализа) и формы миграции (физико-химическое моделирование) микроэлементов (Al, As, Cd, Cu, Fe, Hg, Mn, Pb, Si, V, Zn) представлены в таблице 2.

Таблица 2. Концентрации микроэлементов (мкг/л) и результаты расчетов форм (%) их миграции в воде р. Вихорева

	До стоков	После стоков
As		
Содержание	0,39	0,66
HAsO ₄ ⁻²	98	99
H ₂ AsO ₄ ⁻	2	1
Al		
Содержание	107,0	110,42
AlO ₂ ⁻	36	36
HAIO ₂	1	0
Al(OH) ₄ ⁻	63	64
Cd		
Содержание	0,06	0,07
Cd ⁺²	98	98
CdOH ⁺	1	1
CdCl ⁺	1	1
Cu		
Содержание	3,62	3,77
Cu ⁺²	36	15
CuOH ⁺	64	85
Fe		
Содержание	226,79	299,43
FeO ⁺	2	0
FeO ₂ ⁻	4	14
HFeO ₂ ⁰	96	86
Hg		
Содержание	0,0008	0,0027
HgO*	100	100
Mn		
Содержание	26,85	159,29
Mn ⁺²	92	66
MnO ₄ ⁻²	0	24
MnOH ⁺	0	1
MnSO ₄ ⁰	8	9
Pb		
Содержание	0,165	0,258
Pb ⁺²	1	0
PbO ⁰	0	1
PbOH ⁺	99	99
Si		
Содержание	2627,5	2522,2
SiO ₂ ⁰	91	77
HSiO ₃ ⁻	9	23
V		
Содержание	1,45	3,63
HVO ₄ ⁻²	75	91
H ₂ VO ₄ ⁻	25	9
Zn		
Содержание	20,69	13,97
Zn ⁺²	44	19
ZnO ⁰	1	3
ZnOH ⁺	55	78

Моделирование форм нахождения элементов в речных водах показало, что для Al, As, Cd, Hg, Pb изменения форм до стоков и после – отсутствуют или незначительные. Алюминий в речных водах присутствует, в основном, в формах Al(OH)₄⁻, AlO₂⁻. Мышьяк находится в водах преимущественно в форме HAsO₄⁻² и H₂AsO₄⁻. Кадмий мигрирует в виде свободного иона, в небольших количествах образует комплексы с OH⁺ и Cl⁻. По данным моделирования ртуть присутствует в виде труднорастворимой формы HgO⁰. Свинец, в основном, образует комплекс PbOH⁺.

Изменения на разных участках реки отмечаются для Cu, Fe, Mn, V и Zn. До воздействия сточных вод медь мигрирует в формах Cu^{+2} , CuOH^+ , после стоков происходит изменение соотношений форм, и увеличение доли комплекса CuOH^+ . Железо в поверхностных водах находится преимущественно в формах FeO_2^- , HFeO_2^0 . После стоков увеличивается доля растворенного оксида железа. Как до стоков, так и после, марганец преобладает в форме свободного иона Mn^{+2} , после стоков увеличивается доля оксидного соединения MnO_4^{2-} . Ванадий мигрирует в формах HVO_4^{2-} и H_2VO_4^- . При этом, после стоков значительно увеличивается количество формы HVO_4^{2-} . Цинк в речных водах до стоков находится в простой ионной форме Zn^{+2} и комплексе ZnOH^+ , после стоков доля комплексной формы увеличивается.

Заключение. Анализ результатов физико-химического моделирования состава вод р. Вихорева показывает, что поступление сточных вод, приводящее к смене окислительно-восстановительных и кислотно-щелочных условий, ведет к комплексообразованию основных катионов с HCO_3^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} . Микроэлементы образуют комплексы с OH^- , в меньшей степени – с $\text{SO}_4^{2-}(\text{Mn})$.

Наибольшие изменения в формах миграции отмечены для Ca, Mg, Cu, Fe, Mn, V и Zn. В речных водах как выше, так и ниже по течению от стоков такие элементы как Cd, Mn и Zn присутствуют, в основном, в виде свободных ионов Cd^{+2} , Mn^{+2} и Zn^{+2} , ртуть – в оксидной форме HgO^0 , алюминий, железо и свинец в виде оксидов и гидрооксидов Al(OH)_4^- , AlO_2^- , FeO_2^- , HFeO_2^0 , PbOH^+ . По данным (Линник, Набиванец, 1986), незакомплексованные ионы металлов в водной среде могут быть наиболее токсичными для гидробионтов. Опасным может быть ванадий, находящийся в водах в пятивалентных формах HVO_4^{2-} и H_2VO_4^- .

Благодарности. Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту № 0284-2021-0003.

Список литературы

- Государственный доклад о состоянии и об охране окружающей среды Иркутской области за 2010 год. Иркутск: ООО Форвард, 2011. 400 с.
- Государственный доклад «О состоянии и об охране окружающей среды Иркутской области в 2022 году». Иркутск: ООО «Максима», 2023. 285 с.
- Долгих П.Г., Полетаева В.И., Пастухов М.В. Условия формирования гидрохимического режима р. Вихорева и Усть-Вихоревского залива (Усть-Илимское водохранилище) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2024. Т. 335. № 3. С. 92–107. DOI: 10.18799/24131830/2024/3/4524
- Линник П.Н., Набиванец Б.И. Формы миграции металлов в пресных поверхностных водах. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 138 с.
- Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск: Изд-во «Гео». 2010. 287 с.
- Reid R.C., Prausnitz J.M., Sherwood T.K. The properties of gases and liquids. McGraw-Hill, New York. 1977. 234 p.
- Richard L., Helgeson H.C. Calculation of the thermodynamic properties at elevated temperatures and pressures of saturated and aromatic high molecular weight solid and liquid hydrocarbons in kerogen, bitumen, petroleum, and other organic matter of biogeochemical interest. Geochimica et Cosmochimica Acta. 1988. V.62. P. 3591-3636.
- Sverjensky D.A., Shock E.L., Helgeson H.C. Prediction of the thermodynamic properties of aqueous metal complexes to 1000 C and 5 kb. Geochimica et Cosmochimica Acta. 1997. V.61. P. 1359-1412.

Переплеткин И.А.^{1,2}, Захарова О.А.¹

¹ Группа компаний «Газпром Нефть», *perepletkin.ia@gmail.com*

² Российский государственный университет (национальный исследовательский университет) нефти и газа им. И.М. Губкина

БАЗА АЛГОРИТМОВ ВЕРОЯТНОСТНОЙ ОЦЕНКИ РЕСУРСНОЙ БАЗЫ ОБЪЕКТОВ РАЗЛИЧНОГО ГЕНЕЗИСА

Введение. Необходимость внедрения универсальных подходов к вероятностной оценке ресурсной базы (ВОРБ) объектов со сложным геологическим строением возникает ввиду двух следующих трендов, сложившихся в последние годы (Мусихин и др., 2024) – фокус на региональные научно-исследовательские работы (НИР) в новых регионах и привлечение в разработку трудноизвлекаемых запасов (ТРИЗ). Актуальность внедрения автоматизированных алгоритмов заключается в качественной проработке камеральной части геологоразведочных работ (ГРР) в сжатые сроки (в частности, учета совокупности геологических неопределенностей, связанных со сложным

геологическим строением), а также возможности дополнительной экспресс-оценки потенциальных геологических рычагов и альтернативных концепций (Белозеров и др., 2018).

Основная задача работы – апробация и внедрение методик на участках разной степени изученности, проработка частных сценариев и автоматизация процессов расчета ВОРБ на крупных проектах ГРР. Описаны подходы к оценке объектов трех обстановок осадконакопления (турбидитовые отложения ачимовской толщи (АТ), русловые отложения тюменской свиты, фэн-дельты), а также универсальный подход для участков с низкой степенью изученности сейсмическими данными. В работе описано три основных подхода с множеством частных случаев расчета: при наличии кондиционных скважинных данных и полном покрытии 3D CPP, при неравномерной изученности участка работ, а также совокупность сценариев при низкой степени изученности. Результатом расчетов является набор карт общих, эффективных и продуктивных толщин, далее используемых в рамках ВОРБ, анализе рисков и расстановки системы разработки.

Описание методик. Первый подход подразумевает детальную проработку множества неопределенностей, связанных со сложным литолого-фациальным строением АТ и предназначен для использования при покрытии рассматриваемого участка сейсморазведкой 3D (3D CPP) высокого качества, достаточного для картирования в волновом поле границ конусов выноса, а также подводящих и распределительных каналов. Методика подразумевает фациальное районирование геологического объекта (фондаформа, область развития подводящих каналов) при ВОРБ. На рис. 1, а показана блок-схема представляемой методики на этапе многовариантного моделирования эффективного объема пласта. Подразумевается два основных блока расчетов – для области фондаформы, а также для области распространения подводящих каналов. На финальном этапе производится сложение карт с подбором перцентиля среднего значения эффективных толщин. Основным этапом расчетов является подбор и вариация тренда для построения карты коэффициента песчанистости в области фондаформы. При построении карты продуктивных толщин (рис. 1, б) разработана методика (Алексин и др., 2023) внедрения количественной оценки геологического успеха (ГУ) каждого из закартированных конусов выноса путем перемножения вероятности наличия каждого из элементов углеводородной системы (нефтегазоматеринская порода, коллектор, ловушка, миграция, сохранность). Также разработана серия допущений на каждом этапе относительно описанного выше углубленного подхода, использование алгоритма рекомендуемо при неполном покрытии участка 3D CPP или 3D CPP низкого качества. В рамках многовариантной оценки принимаются следующие допущения: пропорциональная мощность лопастей по вертикали в пределах пласта, площадь и положение лопастей фиксированы в каждой реализации в рамках многовариантных расчетов.

В рамках второго подхода предлагается методика оценки эффективных нефтегазонасыщенных толщин, основанная на комплексном анализе данных с акцентом на анализ пространственного положения тел на седиментационных слайсах, с учетом концептуального строения русловых систем. Методика включает в себя 5 основных этапов (Рис. 2):

1. Выделение русловых объектов (тел) на серии седиментационных слайсов и слайсов спектральной декомпозиции: выделялись полигоны каналов, врезанных долин, меандри и эстуариев;
2. Построение дискретной карты, показывающей количество слайсов, на которых визуализируются объекты, выделенные в пределах пласта: на каждый слайс, где объект прослеживается, генерируется карта со значением «1» в границе снятого полигона;
3. Суммирование созданных карт по всем объектам в пределах определенного пласта в карту «объекто-слайсов»: данная карта имеет математический смысл как количество объектов, выделяемых в пределах пласта на всех слайсах;
4. Построение карты тренда путем нормирования карты «объекто-слайсов» на значения распределения коэффициента песчанистости (NTG) согласно имеющемуся фациальному районированию;
5. Построение карты NTG с использованием тренда: использован процесс collocated co-kriging с высоким коэффициентом корреляции (0.75-0.9). Полученная карта NTG явилась основной для построения карты эффективных толщин путем перемножения с картой общих толщин пласта.

Методика оценки продуктивных толщин подразумевает наличие отдельных насыщенных полностью углеводородами или полностью водонасыщенными русловыми системами с учетом ГУ (Алексин и др., 2024). Для «неперспективных» объектов происходит зануление карт, в пределах «продуктивных» объектов присваивается значение, равное эффективным толщинам.

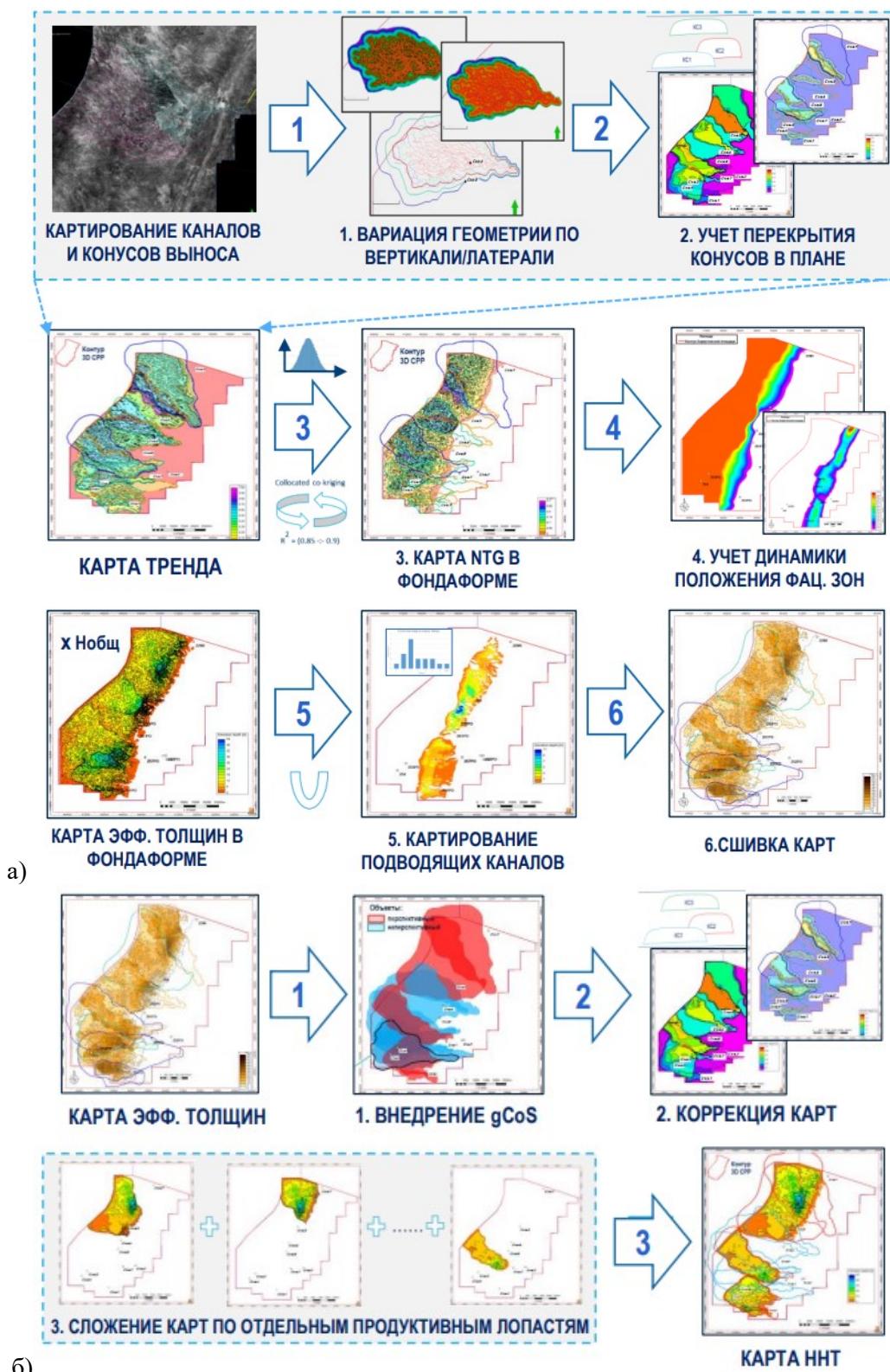


Рис. 1. Блок-схема последовательности действий в рамках многовариантных расчетов АТ: а) оценка эффективного объема, б) оценка продуктивного объема

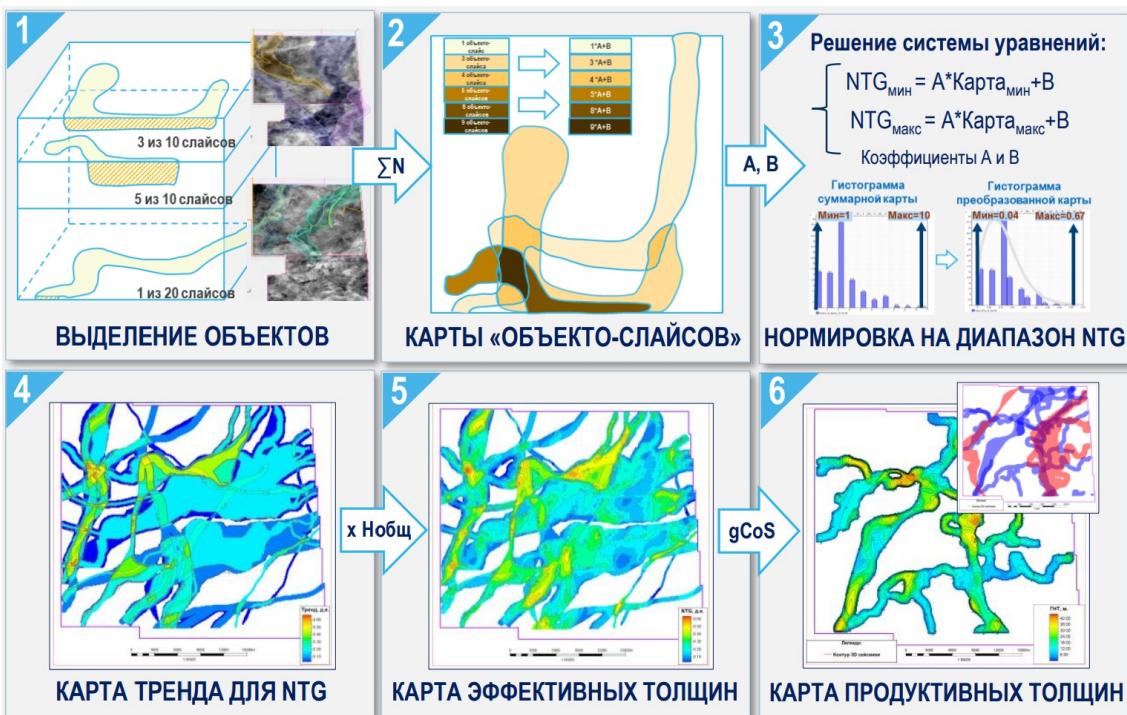


Рис. 2. Блок-схема последовательности действий в рамках многовариантных расчетов русловых отложений тюменской свиты

Третий подход предназначен для ВОРБ дельтовых отложений с изменчивой геометрией. Последовательность расчетов схожа с методикой для русловых отложений, отличительной особенностью является этап получения карты «доли мощности» (Переплеткин, 2025) песчаного массива фэн-дельты в пределах пласта, являющаяся основой для получения карты тренда. В дальнейшем тренд используется для оценки эффективных толщин. Тем самым, подход позволяет учесть особенности концептуального строения дельтовых тел при сохранении вариативности оцененных значений эффективных нефтегазонасыщенных толщин.

Отдельно разработана матрица программных решений (Переплеткин и др., 2024), предназначена для применения при низкой степени изученности участка работ (отсутствие 3D СРР, полное отсутствие или низкая плотность поисково-разведочного бурения (ПРБ)). Уникальность подхода заключается в универсальности его применения при более чем 1000 частных случаях в зависимости от исходных геологогеофизических данных, интегрированный в один расчетный алгоритм (Workflow). Они складываются из 6 способов прогноза эффективных толщин, 8 подходов к вариации продуктивного контакта с использованием скважинных данных, выборки коэффициента заполнения, а также учет наличия или отсутствия непроницаемых разломов и скважинных данных в пределах картируемого объекта. Дополнительно проработана матрица сценариев при наличии или отсутствии разломов, выбор расчета для двух- или трехфазной системы, а также в зависимости от степени кондиционности скважинных данных (рис. 3). Основными преимуществами методики являются простота реализации и высокая скорость расчета, а также универсальность (применимость как для структурных, так и структурно-литологических, структурно-стратиграфических и тектонически экранированных ловушек).

Заключение. Представленный набор методик учитывает комплексы неопределенностей на уровне, сопоставимом со степенью изученности участка работ. Использование алгоритмов рекомендовано как на крупных региональных проектах, так и в рамках обновления геологических концептов разрабатываемых месторождений.



Рис. 3. Матрица сценариев предусмотренных частных случаев ВОРБ при низкой степени изученности

Список литературы

1. Алехин И.И., Переплеткин И.А., Викторова Е.М., Мингазова Д.И., Савченко П.Д. Разработка интегрированного технического подхода к вероятностной оценке ресурсной базы и учету геологических рисков для ачимовских отложений при низкой степени изученности // Актуальные проблемы нефти и газа. Сборник трудов VI Всероссийской молодежной конференции. Москва. – 2023. – с. 99-102.
2. Алехин И.И., Мещерякова А.С., Переплеткин И.А., Орешкова М.Ю., Тельнова К.С. Особенности подхода к вероятностной оценке ресурсного потенциала поясов руслоформирования на севере Тазовского полуострова // PROНЕФТЬ. Профессионально о нефти. – 2024. – 9(4). – с. 5-19.
3. Белозеров Б.В., Буторин А.В., Кайгородов С.В., Фаизов Р.З. Практические советы по 3D-геологическому моделированию. Ижевск: Институт компьютерных исследований. 2018. – 424 с.
4. Мусихин А.Д., Мингазова Д.И., Байков Р.П., Викторова Е.М., Киселев П.Ю., Тельнова К.С. Подход к вероятностной оценке ресурсного потенциала ачимовской толщи в условиях низкой изученности // PROНЕФТЬ. Профессионально о нефти. – 2024. – 9(2). – с. 27-33.
5. Переплеткин И.А., Алехин И.И., Викторова Е.М., Мингазова Д.И., Забоева А.А., Музраева Б.Ю., Мещерякова А.С. Лучшие практики вероятностной оценки ресурсной базы неструктурных ловушек в зависимости от степени геологической изученности (на примере ачимовской толщи) // Геомодель 2024. Сборник материалов 26-й конференции по вопросам геологоразведки и разработки месторождений нефти и газа. Москва. – 2024. – с. 22-26.
6. Переплеткин И.А. Технические решения для учета вертикальных неоднородностей разреза в алгоритмах двумерного моделирования при проведении вероятностной оценки // Геология в развивающемся мире. Сборник научных трудов по материалам XVIII Международной научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых. ПГНИУ: Пермь. – 2025. – с. 209-212.

Пимшин И. Д.¹, Сийдра О. И.^{1,2}

¹ Кафедра кристаллографии, Санкт-Петербургский государственный университет,
Санкт-Петербург, Россия, pimshin.id@gmail.com

² Кольский научный центр РАН, Апатиты, Мурманская область, Россия

СИНТЕЗ И КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА НОВОГО МИНЕРАЛОПОДОБНОГО ОКСОСУЛЬФАТА $K_3Na[Cu_{10}O_4](SO_4)_8$

С точки зрения минералогии представляет интерес изучение возгонов в активных фумаролах вулканов, которые остаются самым богатым источником новых минеральных видов с необычными структурными архитектурами. Наиболее богатой в структурном плане является группа минералов безводных сульфатов меди. Синтетические аналоги таких минералов являются перспективными материалами ввиду проявления необычных квантово-магнитных и электрохимических свойств.

Методом химического газового транспорта нами были синтезированы кристаллы нового оксосульфата меди и щелочных металлов, $K_3Na[Cu_{10}O_4](SO_4)_8$. Кристаллическая структура нового сульфата относится к новому структурному типу. Однако, в основе его структуры лежат оксоцентрированные цепочки с медью, описанные ранее в структурах фумарольных минералов, георгбокита $Cu_5O_2(SeO_3)_2Cl_2$ (Krivovichev et al., 1999) и антиповита $Cu_5O_2(PO_4)_2$ (Siidra et al, 2022). Цепочки $[Cu_5O_2]^{6+}$ образованы поочерёдным объединением оксоцентрированных тетраэдров OCu_4

через вершину и ребро (Рис. 1). Отметим конформацию цепочек этого типа в структурах минералов и нового сульфата, что вызвано различием в размерах анионных группировок.

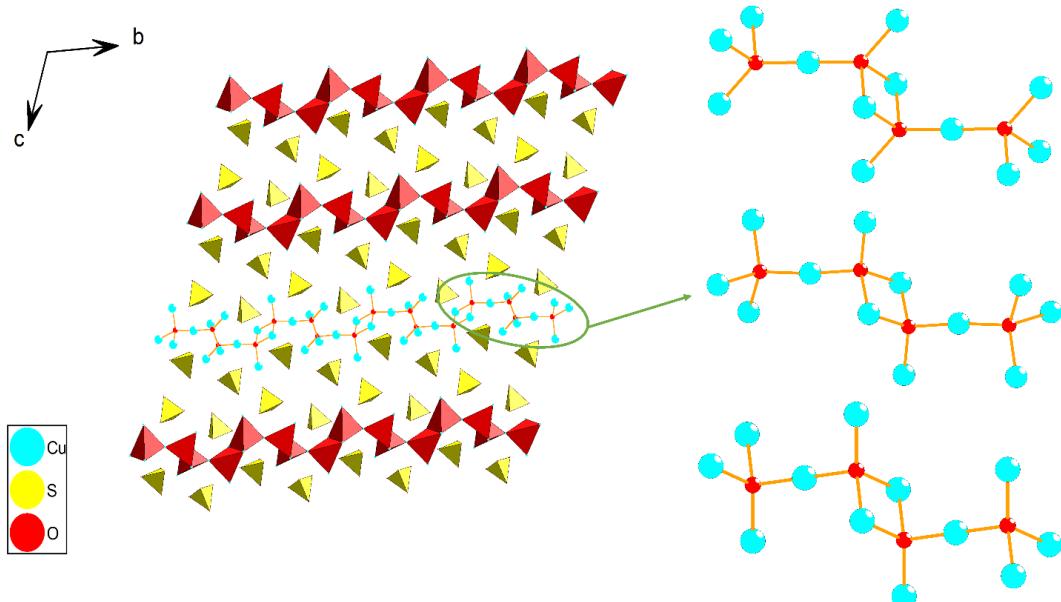


Рис. 1. Фрагмент кристаллической структуры нового сульфата $\text{K}_3\text{Na}[\text{Cu}_{10}\text{O}_4](\text{SO}_4)_8$, представленный чередованием цепочек $[\text{Cu}_5\text{O}_2]^{6+}$ (выделены красным) и изолированных сульфатных групп (выделены желтым). Атомы щелочных металлов не показаны для ясности восприятия (слева). Сравнение медь-кислородных цепочек в георгбоките, $\text{K}_3\text{Na}[\text{Cu}_{10}\text{O}_4](\text{SO}_4)_8$ и антиповите (справа)

Работа выполнена при финансовой поддержке Российской научного фонда по проекту 25-17-00157.

Список литературы

1. Krivovichev, S.V., Shuvalov, R.R., Semenova, T.F., Filatov, S.K. *Zeitschrift für Kristallographie - Crystalline Materials*, 1999, 214, 135-138.
2. Siidra, O.I., Nazarchuk, E. V., Pautov, L. A., Borisov, A. S., Mirakov, M. A.: Antipovite, IMA 2022-064, in: CNMNC Newsletter 70, Eur. J. Mineral., 34, <https://doi.org/10.5194/ejm-34-591-2022>, 2022.

Попова Е.А.^{1,2}, Купцова А.В.¹, Свешников Н.А.^{1,2}
¹АО «Механобр Инжиниринг», popova.ea@mekhanobr.com
² Санкт-Петербургский государственный университет

ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧЕНИЯ ФЛОТАЦИОННЫХ КОНЦЕНТРАТОВ, СОДЕРЖАЩИХ ТОНКОЕ СВОБОДНОЕ ЗОЛОТО

Изучение флотационных концентратов, содержащих тонкое свободное золото, представляет значительный интерес для технологий переработки руд. Тонкодисперсное золото, присутствующее в виде мелких частиц, часто оказывается трудноизвлекаемым при традиционных методах обогащения, что приводит к его потерям в хвостах и снижению экономической эффективности переработки руд.

Технологические исследования необходимо сопровождать изучением вещественного состава получаемых продуктов. Такое изучение позволяет выяснить причины получения низких показателей и намечать оптимальные условия для последующих опытов.

Для изучения золота в исходных пробах (для золотосодержащих руд) используют методы его предварительного концентрирования (по плотности в тяжелых жидкостях или гравитационных аппаратах), а затем выделяют знаки и вручную или готовят препараты (аншлифы-шайбы) с особой тщательностью, чтобы не сошлифовать ценный самородный металл при шлифовке/полировке. Для флотационных концентратов, которые, как правило, состоят в основном из сульфидных минералов, и содержат повышенное содержание и золота и других полезных металлов (в зависимости от

технологии и месторождения) выделение отдельно «супер» тяжелой фракции не всегда целесообразно (из-за использования вредных и очень токсичных тяжелых жидкостей, например, растворы бромоформа различной плотности). Поэтому для изучения золота именно во флотационных концентратах проводят, как правило непосредственно на продуктах обогащения. К тому же, как правило, свободное золото (если оно присутствует) во флотационных концентратах имеет весьма тонкие размеры (первые микроны, первые десятки микрон), либо является тонкими включениями непосредственно в сульфидах (Лодейщиков, 1997, Зеленов, 1989).

Для минералогического исследования тонкого золота в порошковых пробах используются анишлифы и минералогические препараты (шайбы) на эпоксидной смоле. Высокая плотность золота приводит к его быстрому осаждению при заливке шайб на дно (край) препарата (шайбы). И в процессе последующей механической обработке (шлифовке и полировке) золотины удаляются (сошлифовываются) с поверхности препаратов, из-за их высокой пластичности и низкой твердости. Для предотвращения подобного была использована техника двойной заливки.

При заливке проб в стаканчики и при дальнейшем застывании шайб происходит некоторая сегрегация материала, которая может быть критической для таких плотных минералов, как золото. В шайбе наблюдается отчётливая зональность от крупных к более тонким частицам от дна (края) шайбы и выше.

Метод техники двойной заливки заключается в том, что шайбу по застывании разрезают поперек на несколько частей и далее полученные сечения выкладывают боковой стороной и заново заливаются в шайбу. Это позволяет изучать шайбу по всей мощности, а не определенный слой.

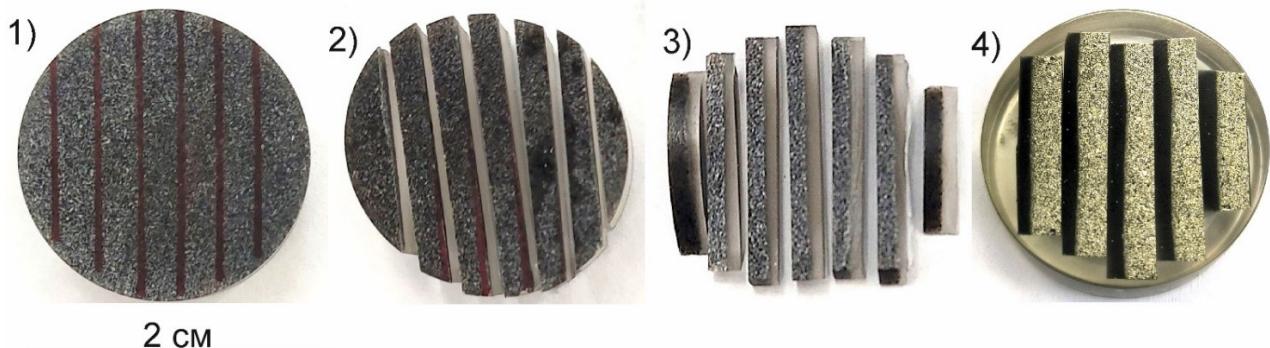


Рис. 1. Схема метода двойной заливки. 1 – приготовленный минералогический препарат с разметкой для пилы, 2 – разрезанный минералогический препарат, 3 - выложенные боковой стороной кусочки сечения препарата для последующей заливки, 4 – полированный препарат после двойной заливки

В ходе данной работы проведено сравнение изучения частиц золота в препаратах при стандартной заливке образцов и методом «двойной заливки». Изучались медные концентраты, полученные в результате скоростной флотации (флотация крупных частиц, в.т.ч и золота) с содержанием золота в них по данным химического анализа 100-110 г/т. При заливке препаратов происходит сегрегация материала и на дно оседают наиболее крупные частицы, что можно наблюдать на рисунке 2 (слева на право от дна и выше прослеживается истончение материала).

Основным концентратором меди в пробе является халькопирит (35-40%), представленный преимущественно свободными зёренами, при этом 7-10% халькопирита находится в сростках с рудными инерудными минералами в примерно равных пропорциях, иногда с окисленными корочками (ковеллин, гидроксиды железа). Сульфиды железа (10-15%) включают пирит, марказит и пирротин (2-3%), причём пирит-марказит обычно ассоциирует с халькопиритом, магнетитом и гематитом в сростках 50-300 мкм, а пирротин часто образует сростки с халькопиритом и имеет магнетитовые каймы. Магнетит (20%) встречается преимущественно в виде свободных зёрен, гематит (7%) - как самостоятельные зёरна до 30 мкм и в ассоциациях с пиритом. Нерудные минералы (22%) представлены кварцем, карбонатами и силикатами. В незначительных количествах (1%) присутствуют арсенопирит, ковеллин, борнит, тетраэдрит, галенит, молибденит, валлерит и сфалерит.

Большая часть частиц, находящихся в концентрате, представлены в размерах 15 -50 мкм, и примерно 30% всех частиц – 200-300 мкм. Очень редко наблюдаются зерна достигающие 1000-1200 мкм.

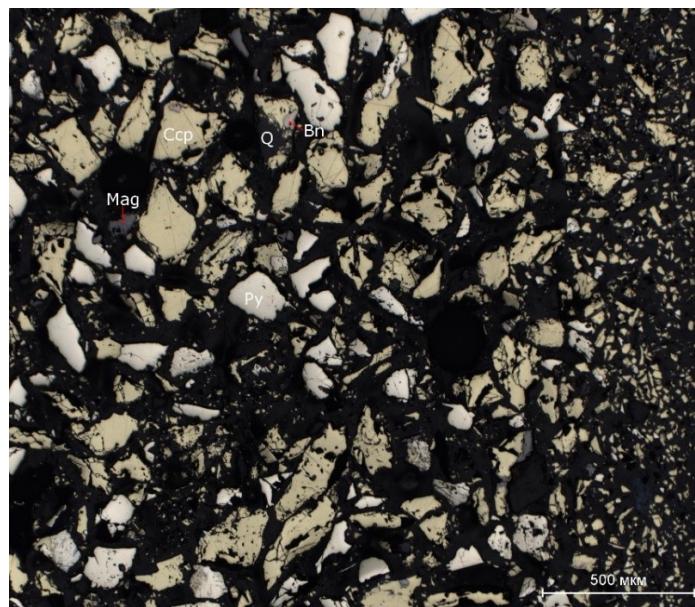


Рис. 2. Общий вид концентрата при «двойной заливке» в срезе (слева-край (дно) шайбы)

Золотины в продуктах обнаружены как в виде свободных крупных зерен размером более 100 мкм, так и в тонких окружных включений размером до 10 мкм в тесном срастании с халькопиритом и пиритом.

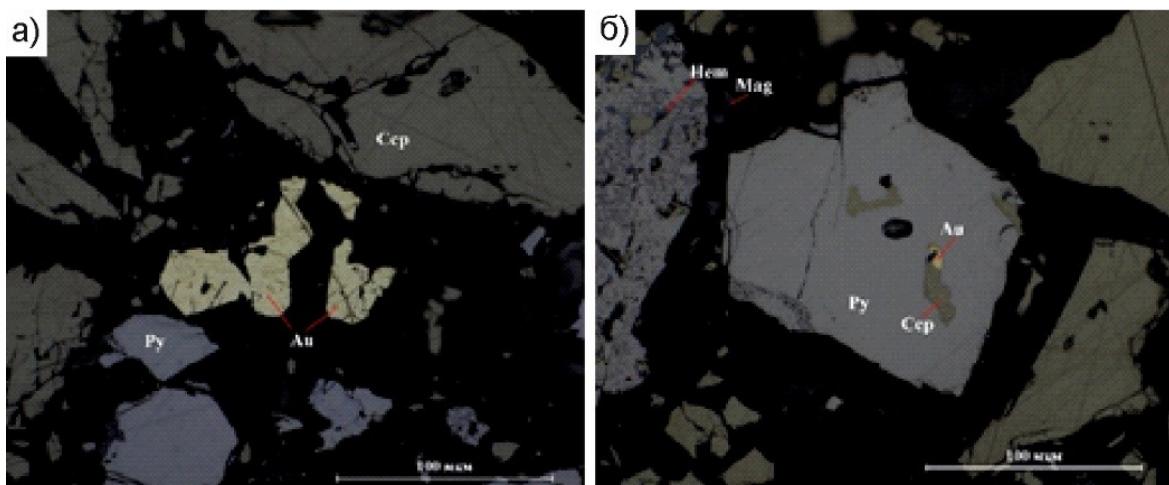


Рис. 3. а – свободная золотина, б – тонкое включение золота в пирите с непосредвенным контактом с тонким халькопиритом

Химический состав золотин представлен в таблице 1, причём не наблюдается каких-либо закономерных различий у золотин в шайбах со «стандартной» или «двойной» заливкой, или же различий у свободного золота и включений.

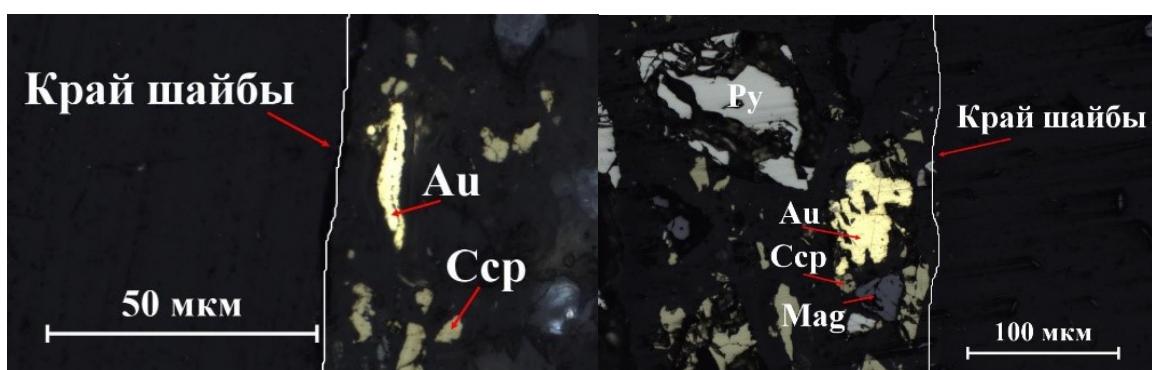


Рис. 4. Тонкие чешуйки свободного золота на краю препарата при его подготовки методом двойной заливки

Таблица 1. Химический состав золотин

Примечание	Размер	Хим состав		
		Ag	Au	Сумма
крупное зерно в срастании с молибденитом	70*50	12.81	87.19	100.00
округлое свободное зерно	30*30	2.42	97.75	100.17
свободное зерно неправильной формы	40*25	3.00	97.00	100.00
зерно каплевидной формы	60*40	19.69	80.32	100.00
тонкое включение в пирите	8	18.79	77.47	96.26
свободное зерно неправильной формы (дендритовидной формы)	110*67	18.37	81.63	100.00
вытянутое свободное зерно с включениями нерудных минералов	200*50	19.57	80.06	99.62
включение в пирите с непосредственным контактом с тонким халькопиритом	13	18.47	79.93	98.40
свободное зерно неправильной формы	150*65	20.07	79.93	100.00
свободное зерно вытянутой формы	70*20	14.51	85.14	99.64

Проанализированное с применением методики двойной заливки золото в пробе в основном представлено в виде свободных зерен размером от 70 до 200 мкм. Они представлены разнообразными формами выделениями: окружной, вытянутой, дендритовидной. Также встречаются богатые золотые открытые сростки с магнетитом и халькопиритом. Двумя знаками представлены включения золота в богатых пиритовых сростках, причём форма таких выделений может быть как каплевидная, так и неправильная – прожилковая. Размер включений золота варьирует от 2 до 20 мкм. 30% обнаруженных чешуек располагались в 10-40 мкм от края, 60% чешуек – в 300-1000 от края, 10% чешуек обнаружены в более чем 2400 мкм от края. Таким образом, около половины частиц золота безвозвратно теряется при стандартной подготовке проб.

Список литературы

- Лодейников В.В., Васильева А.В. Методические рекомендации по типизации руд, технологическому опробованию и картированию коренных месторождения золота. Иркутск: ОАО «Иргиредмет», 1997.-164 с.
- Зеленов В.И. Методика исследования золото- и серебросодержащих руд. – 3-е изд., перераб. и доп. – М.: Недра, 1989. – 302 с.

Сальная Н.В.¹, Ростовцева Ю.В.², Коиава К.П.³, Кудашин А.С.²

¹Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия. natasavi@inbox.ru

²Геофизический центр Российской академии наук, Москва, Россия

³Тбилийский государственный университет Институт геологии имени Александра Джанелидзе, Тбилиси, Грузия

ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИЗУЧЕНИЯ МИОЦЕНОВЫХ ПОРОД ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА: МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗРЕЗА УДЖАРМА (ГРУЗИЯ)

В настоящее время все больше работ по изучению эволюции Восточного Паратетиса в миоцене опираются на результаты магнитостратиграфического метода датирования горных пород, который при невозможности использования абсолютных методов может обеспечивать хорошую точность оценки возраста. Это подразумевает то, что магнитостратиграфические данные надежны и получены по результатам исследования первичной палеомагнитной записи горных пород, возраст которой согласуется со временем седиментации. Однако, как показали результаты изучения миоценовых пород Керченско-Таманского региона (Pilipenko et al., 2021; Сальная и др, 2022; Сальная и др., 2025) в некоторых случаях, можно столкнуться с перемагничиванием разрезов, что может привести к некорректным магнитостратиграфическим данным, особенно, если брать за основу изучение лишь полярности магнитного поля.

Анализ базы данных (Pisarevsky et al., 2022) показал, что по Европе имеется порядка 150 определений палеомагнитных полюсов для миоцена. Примерно треть из них высокого качества Q≥5 согласно (Opdyke,

Channell, 1996), однако, они демонстрируют высокий разброс, что затрудняет как построение траектории кажущейся миграции палеомагнитных полюсов для этого времени, так и сравнение полученных полюсов с имеющимися. Вполне вероятно, что такой разброс обусловлен внесением в группу высококачественных полюсов данных, на самом деле обладающих низким качеством.

Все это свидетельствует о необходимости получения новых палеомагнитных данных по миоцену как с точки зрения магнитостратиграфии, так и получения новых палеомагнитных полюсов по этому периоду.

В 2024 году была отобрана рекогносцировочная коллекция (110 штуфов) среднемиоценовых пород разреза Уджарма (41.78 с.ш., 45.15 в.д., Восточная Грузия), представленных чередованием глин и песчаников. На образцах коллекции проведен комплекс петро- и палеомагнитных исследований – изучена магнитная восприимчивость и ее анизотропия по разрезу, выполнены петромагнитные исследования, проведено полное терморазмагничивание естественной остаточной намагниченности.

По результатам изучения анизотропии магнитной восприимчивости наблюдается (AMB) типичная картина распределения K3 – минимальной оси эллипсоида AMB для осадочных пород, сложенных в складки – K3 смещены к югу в географической системе координат (г.с.к.) и близки к центру в стратиграфической системе координат (с.с.к.).

По результатам эксперимента Лаури (Lowrie et al., 1990) в отложениях присутствует как минимум один низкокоэрцитивный минерал, намагничивающийся в низких и средних полях 0.05 и 0.3 Тл, для которого характерен узкий интервал температур деблокирования изотермической остаточной намагниченности – 555–560 °C, предположительно этим минералом выступает магнетит.

Компонентный анализ по результатам терморазмагничивания выявил наличие вязкой и как минимум трех характеристических компонент естественной остаточной намагниченности, различных по направлениям и температурам деблокирования (Tdeb) - LT, HT, N. Для компонент LT характерны низкие (Медиана Tdeb – 235°C), для компоненты HT высокие температуры деблокирования (Медиана Tdeb – 480°C) и положительные наклонения, а для компоненты N характерны отрицательные наклонения как в г.с.к. так и в с.с.к., со средними-высокими температурами деблокирования (Медиана Tdeb – 390°C). Спектр деблокирующих температур компонент LT и HT схож. Образцы, где выявлены компоненты LT и HT, распределены по разрезу хаотично. Компонента N выделяется преимущественно в образцах, отобранных из отложений конкского яруса.

Компоненты LT в географической системе координат имеют направления, близкие к современному геомагнитному полю в районе работ. В с.с.к. компоненты LT образуют группу с северными склонениями и низкими наклонениями, тест складки отрицательный, что свидетельствует о послескладчатой природе намагниченности. Направления компонент HT показывают наилучшее согласие как с современным, так и с предполагаемым миоценовым магнитным полем в с.с.к., демонстрируя высокие положительные наклонения. В г.с.к. компоненты HT имеют южные склонения и средние положительные наклонения, тест складки положительный. Полюс, рассчитанный по компонентам HT, резко отличен от кривой траектории кажущейся миграции палеомагнитных полюсов (Besse, Courtillot, 2002), основанной преимущественно на данных по Западной Европе. Вероятно, это несогласие, почти в 36°, может быть обусловлено локальными тектоническими процессами в основном происходившими после записи компоненты HT.

Мы предполагаем, что результаты этой работы аналогично данным по Керченско-Таманскому региона демонстрируют наличие компоненты перемагничивания, возникшей после складкообразования и возможного разворота той структуры, где расположен разрез. Однако, по результатам исследования разреза Уджарма есть возможность разделения доскладчатой (HT) и послескладчатой (LT) компоненты естественной остаточной намагниченности благодаря их большому угловому несогласию. При этом полярность компонент HT и N может быть сохранна и использована для предварительной корреляции с другими одновозрастными отложениями.

Благодарности: Работа выполнена в рамках государственного задания Госбюджетных тем ГИН РАН (№ 123032400061-6) и Геофизического центра РАН, утвержденного Минобрнауки России (№ 075-00439-25-01).

Список литературы

- Сальная Н.В., Ростовцева Ю.В., Пилипенко О.В. Проблемы датирования миоценовых пород Восточного Параталиса с помощью палеомагнитного метода: к вопросу первичности естественной остаточной намагниченности //Фундаментальные проблемы изучения вулканогенно-осадочных, терригенных и карбонатных комплексов (Литол 2025). Материалы Всероссийской научной конференции памяти А.Г. Коссовской и И.В. Хворовой. Москва, 2025. С. 230-232.

2. Сальная Н.В., Ростовцева Ю.В., Пилипенко О.В., Кудашин А.С. Палеомагнетизм сармато-мэотиса Восточного Паратетиса: перемагничивание или нет? // *Физика Земли*. 2022. № 6. С. 113-133. 10.31857/S0002333722060114;
3. Besse, J., and V. Courtillot, Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr, // *J. Geophys. Res.* 2002. 107(B11). 2300, doi:10.1029/2000JB000050.
4. Lowrie W. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercitivity and unblocking temperature properties // *Geophysical Research Letters*. 1990. V. 17(№2). P. 159-162.
5. Opdyke M.D., Channell J.E.T. Magnetic stratigraphy. Academic press, 1996. 341 p.
6. Pilipenko O. V., Salnaya N. V., Rostovtseva Yu. V., Novruzov Z. Rock-magnetic studies of the Tarkhanian sediments in Kop-Takyl section (the Kerch peninsula) // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2021. V. 21. ES2005. doi:10.2205/2021ES000765
7. Pisarevsky, S.A., Li, Z.X., Tetley, M.G., Liu, Y., and Beardmore, J. An updated internet-based Global Paleomagnetic Database// *Earth Science Reviews*. 2022. V.235. DOI:10.1016/j.earscirev.2022.104258

Селиванова Е.А.¹, Пахомовский Я.А.^{1,2}, Забавчик Н.И.¹, Лялина Л.М.¹

¹Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, e.selivanova@ksc.ru

²Центр наноматериаловедения ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты

НАКАРЕНИОБСИТ-(Се) ИЗ ЛОВОЗЕРСКОГО МАССИВА, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Введение. В ультраагпайтовых породах (лувратах) месторождения Кванефельд, комплекса Илимауссак, Южная Гренландия, в 1987 году был открыт накарениобсит-(Се) (Nns-Ce) (Petersen et al., 1989), минерал из группы ринкита, супергруппы сейдозерита. Авторы предполагали, что этот минерал является Nb-аналогом ринкита-(Се) ($\text{Ca}_3\text{Ce}\text{Na}(\text{NaCa})\text{Ti}(\text{Si}_2\text{O}_7)_2(\text{OF})\text{F}_2$, и связан с ним изоморфным замещением $\text{Nb}^{5+} + \text{Na}^+ = \text{Ti}^{4+} + \text{Ca}^{2+}$, что подтвердили дальнейшие минералогические и структурные исследования (Rønsbo et al., 2014; Sokolova, Hawthorne, 2008). Настоящая формула накарениобсита-(Се) $\text{Ca}_2(\text{CaCe})\text{Na}_3\text{Nb}(\text{Si}_2\text{O}_7)_2(\text{OF})\text{F}_2$ получена после уточнения его кристаллической структуры (Agakhanov et al., 2023), показавшего его отличие от ринкита-(Се) ($\text{Ca}_3\text{Ce}\text{Na}(\text{NaCa})\text{Ti}(\text{Si}_2\text{O}_7)_2(\text{OF})\text{F}_2$) не только по химическому составу, но и в различной степени упорядоченности катионных позиций: $\text{Ca}_2(\text{CaCe})$ в накарениобсите-(Се) и Ca_3Ce в ринките-(Се).

Оба эти акцессорных минерала считаются типоморфными для агпайтовых систем и могут присутствовать как в недосыщенных, так и в насыщенных кремнеземом щелочных породах (Vilalva et al., 2013; Skursch et al., 2025). Однако распространенность минералов существенно различается: ринкит-(Се) широко распространен в различных месторождениях мира, тогда как накарениобсит-(Се) обнаружен, помимо его проявлений в Илимауссаке, лишь в нескольких, по данным интернет-ресурса mindat.org, всего не более десятка локаций.

В Ловозерском массиве ситуация с распространностью минералов похожая: ринкит-(Се) в массиве хорошо известен и распространен, преимущественно в породах дифференцированного комплекса (Власов и др., 1959, Семенов, 1972; Тихоненков и Тихоненкова, 1962), накарениобсит-(Се) же обнаружен авторами настоящего исследования впервые, если не считать упоминание (без публикации) его находки в лувратах г. Полярного на интернет-ресурсе <https://webmineral.ru/deposits/unit.php?id=3615246> по данным М. Мурашко. Это связано, прежде всего, с низким содержанием ниobia в сравнении с титаном в породах Ловозерского массива (Герасимовский и др., 1966), но возможно влияние и других факторов, в частности кристаллохимических, влияющих на склонность ниobia к концентрированию либо рассеиванию в минералах.

Геохимические и минералогические исследования пород Ловозерского массива показали, что основная масса ниobia локализована в виде лопарита (Герасимовский и др., 1966; Пеков, 2001), который формирует крупнейшие месторождения REE и Nb. Собственные минералы ниobia представлены оксидами: группа пирохлора, а также терновитом, хошелагитом и изолуешитом, и силикатами: надгруппы эвдиалита, лабунцовита и сейдозерита, а также комаровитом и велеритом. Минералы ниobia из надгруппы сейдозерита: вуоннемит, борнеманит, шкатулкалит, звягинит, эпистолит, характерны для пегматитов, но встречаются практически во всех породах массива.

Материалы и методы. Для исследования использована коллекция образцов пород различных комплексов Ловозерского массива, собранная с 1995 по 2021 годы в ходе полевых работ сотрудниками Геологического института ФИЦ КНЦ РАН (г. Апатиты) – Ю.П. Меньшиковым, Г.Ю. Иванюком, В.Н. Яковенчуком, Ю.А. Михайловой и Я.А. Пахомовским. Изучены 12 образцов с ринкитом-(Се) и накарениобситом-(Се) и изготовленных из них полированных препаратов из пород пойкилитового комплекса

г. Сенгисчорр, вулканогенно-осадочных пород г. Куамдеспахк, а также пород дифференцированного комплекса г. Кедыквырпахк.

Изучение химического состава минералов и их взаимоотношений выполнено на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) LEO-1450, оснащенном рентгеновской энергодисперсионной системой AZtec с детектором ULTIM MAX 100 (ГИ КНЦ РАН) при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе электронного зонда 1.5–2.0 нА. Химический состав минералов (ЕРМА) определен на рентгеновском электронно-зондовом микроанализаторе CAMECA MS-46 (Франция) при ускоряющем напряжении 22 кВ и токе электронного зонда 30 нА. Аббревиатуры минералов приведены согласно (Warr, 2021).

Результаты. В уртитах, малиньитах и ийолитах дифференцированного комплекса, г. Кедыквырпахк пород длиннопризматические кристаллы ринкита-(Ce) размерами до 0.3–0.5 мм и их сростки находятся в срастаниях или образуют агрегаты с витуситом-(Ce)/фторапатитом или с ломоносовитом/лампрофиллитом, часто ассоциируют с лопаритом (рис. 1а). Накарениобсит-(Ce) установлен авторами в виде участков неправильной формы в некоторых неоднородных призматических/игольчатых кристаллах ринкита-(Ce), образующего агрегаты с лампрофиллитом в ийолите, г. Кедыквырпахк (рис. 1б). В неравномернозернистых нефелиновых сиенитах пойкилитового комплекса г. Сенгисчорр ринкит-(Ce) представлен обычно гипидиоморфными кристаллами, с вrostками эгирина, магнезиоарфведсонита, иногда наблюдаются его ксеноморфные выделения (рис. 1в). В фенитах вулканогенно-осадочного комплекса г. Куамдеспахк наблюдались ксеноморфные зерна ринкита-(Ce) пойкилитового строения (рис. 1г).

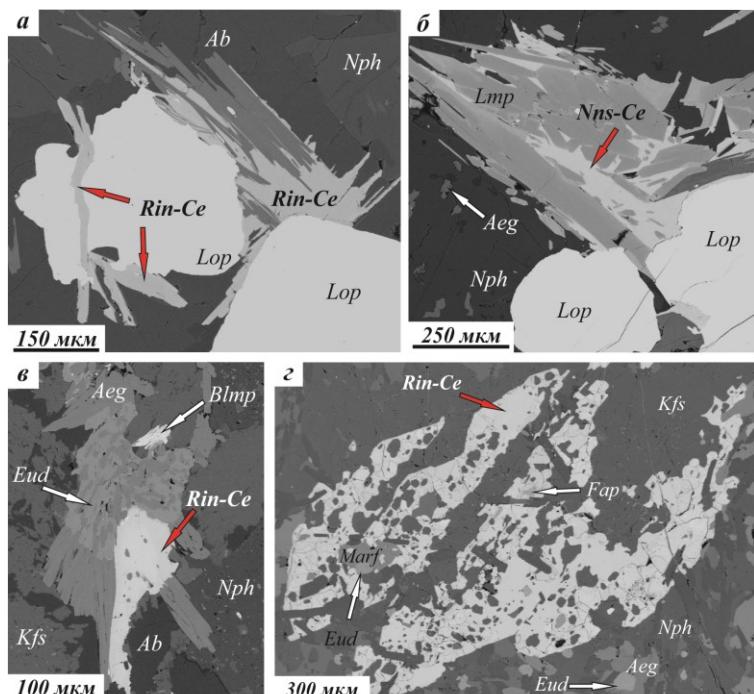


Рис. 1. Морфология и минеральные ассоциации ринкита-(Ce) и накарениобсита-(Ce) в породах Ловозерского массива: а – кристаллы ринкита-(Ce), малиньит, дифференцированный комплекс, г. Кедыквырпахк, обр. ЛВ-VI-2; б – накарениобсит-(Ce) в интерстициях кристаллов лампрофиллита, ийолит, дифференцированный комплекс, г. Кедыквырпахк, обр. ЛВ-I-8-4; в – гипидиоморфный кристалл ринкита-(Ce), нефелиновый сиенит, пойкилитовый комплекс, г. Сенгисчорр, обр. ЛВ-371/1; г - ксеноморфное зерно ринкита-(Ce) с включениями фторапатита и магнезиоарфведсонита, фенит, вулканогенно-осадочный комплекс, г. Куамдеспахк, обр. ЛВ-166

Состав накарениобсита-(Ce), средний по двум анализам из Таблицы 1, соответствует формуле: $(\text{Na}_{2.46}\text{Ca}_{0.10})_{\Sigma 2.57}\text{Ca}_2(\text{REE}_{1.10}\text{Ca}_{0.68}\text{Sr}_{0.22})_{\Sigma 2.00}(\text{Nb}_{0.55}\text{Ti}_{0.39})_{\Sigma 0.94}\text{Si}_4\text{O}_{14}(\text{F}_{2.01}(\text{OH})_{1.90}\text{O}_{0.10})_{\Sigma 4.00}$

Особенностью накарениобсита-(Ce) из Ловозерского массива является низкое содержание ниobia (данный состав близок к границе с ринкитом-(Ce)), а также дефицит щелочных катионов (натрия). Ринкит-(Ce) из пород дифференцированного комплекса (Таблица 1, ан. 3-5) отличается низким содержанием кальция, и напротив, высоким – нибия. Эти особенности отражены на графиках рисунка 2.

Зависимость Ti/Nb, отражающая изоморфизм/конкуренцию элементов в одной позиции кристаллической структуры минералов ряда ринкит-(Ce)-накарениобсит-(Ce), отчетливо выражена (рис. 2а), чего нельзя сказать об Ca(+Sr)/Na отношении (рис. 2б): точки составов смешены вниз относительно линии

идеальных составов (красная линия на рисунке), и особенно точки ринкита-(Се) и накарениобсита-(Се) из пород дифференцированного комплекса. Это, вероятно, связано с тем, что помимо основной схемы изоморфизма $\text{Nb}^{5+} + \text{Na}^+ = \text{Ti}^{4+} + \text{Ca}^{2+}$, натрий участвует и в других схемах, связанных с его выщелачиванием: $\text{Na}^+ = \text{H}_2\text{O} + \text{H}^+$, $\text{Na}^+ = \square + \text{H}^+$. Эти последние схемы реализуются для изоморфного ряда ринкит-(Се) $(\text{Ca}_3\text{Ce})\text{Na}(\text{NaCa})\text{Ti}(\text{Si}_2\text{O}_7)_2(\text{OF})\text{F}_2$ – мозандрит-(Се) $\text{Ca}_2(\text{Ca}, \text{Ce})[(\text{H}_2\text{O})_2\text{Ca}_{0.5}\square_{0.5}]\text{Ti}(\text{Si}_2\text{O}_7)_2(\text{OH})_2(\text{H}_2\text{O})_2$. Выщелачивание очевидно для накарениобсита-(Се) с дефицитом натрия (2.46 а.ф. при идеальных 3 а.ф.). Но для ринкита-(Се) влияние последних схем замещения с натрием неявно: в ринките-(Се) низкий кальций (среднее для ан. 3-5 в Табл. 1 – 2.90 а.ф. при идеальных 4 а.ф.) мог быть скомпенсирован натрием при формировании в ультаагпантовой обстановке, а впоследствии это натрий был выщелочен по указанным схемам.

Таблица 1. Химический состав (мас. %) и формульные коэффициенты ринкита-(Се) и накарениобсита-(Се) из пород Ловозерского массива.

Компонент	Накарениобсит-(Се)		Ринкит-(Се)					
	1	2	3	4	5	6	7	8
Na ₂ O	9.62	8.76	7.91	7.80	8.32	7.97	7.72	6.62
Al ₂ O ₃								0.08
SiO ₂	28.98	29.03	29.64	28.76	28.40	29.70	29.15	28.32
CaO	19.13	18.47	19.81	19.29	19.71	25.74	24.92	24.20
TiO ₂	3.97	3.47	5.48	6.00	6.14	8.60	7.52	8.06
FeO							0.17	
MnO							0.18	
SrO	1.75	3.74	2.54	3.18	2.47	1.32	1.33	1.40
Y ₂ O ₃								0.89
La ₂ O ₃	4.18	3.63	4.62	4.27	4.47	3.91	4.47	2.84
Ce ₂ O ₃	12.46	11.96	13.01	12.99	12.74	10.39	10.22	8.36
Pr ₂ O ₃	1.14	1.08	1.11	1.15	1.09	0.59	1.09	0.96
Nd ₂ O ₃	3.62	3.85	3.02	3.93	3.63	3.12	3.17	3.98
Sm ₂ O ₃		0.25			0.32			
Gd ₂ O ₃								0.86
Nb ₂ O ₅	8.54	9.16	6.47	5.22	4.86	1.29	4.07	1.95
ThO ₂	0.96	1.55	2.34	0.91	0.94		0.54	1.12
F	4.63	4.57	4.88	5.06	4.75	4.63	4.40	5.11
O=F ₂	1.95	1.92	2.05	2.13	2.00	1.95	1.85	2.15
Сумма	97.03	97.60	98.78	96.43	95.84	95.31	97.10	92.59
К.ф. на основе Si+Al=4								
Na	2.57	2.34	2.07	2.10	2.27	2.08	2.05	1.81
Al								0.01
Si	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	3.99
Ca	2.83	2.73	2.86	2.87	2.97	3.71	3.66	3.65
Fe ²⁺							0.02	
Mn							0.02	
Ti	0.41	0.36	0.56	0.63	0.65	0.87	0.78	0.85
Sr	0.14	0.30	0.20	0.26	0.20	0.10	0.11	0.11
Y								0.07
La	0.21	0.18	0.23	0.22	0.23	0.19	0.23	0.15
Ce	0.63	0.60	0.64	0.66	0.66	0.51	0.51	0.43
Pr	0.06	0.05	0.05	0.06	0.06	0.03	0.05	0.05
Nd	0.18	0.19	0.15	0.20	0.18	0.15	0.16	0.20
Sm		0.01			0.02			
Gd								0.04
Nb	0.53	0.57	0.39	0.33	0.31	0.08	0.25	0.12
Th	0.03	0.05	0.07	0.03	0.03			0.04
F	2.02	1.99	2.08	2.23	2.12	1.97	1.91	2.28

1, 2 - ийолит, дифференцированный комплекс, г. Кедыквырпахк. Обр. ЛВ-I-8-4 и ЛВ-IV-1-1; 3 - малинит, дифференцированный комплекс, г. Кедыквырпакх. Обр. ЛВ-VI-2; 4,5 - уртит, г. Кедыквырпакх. Обр. ЛВ-IV-2-2; 6 - неравномернозернистый нефелиновый сиенит, пойкилитовый комплекс, г. Сенгисчорр. Обр. ЛВ-371/1; 7 - неравномернозернистый нефелиновый сиенит, пойкилитовый комплекс, г. Сенгисчорр. Обр. ЛВ-371/1-2; 8 - фенит, вулканогенно-осадочный комплекс, г. Куамдеспахк. Обр. ЛВ-166.

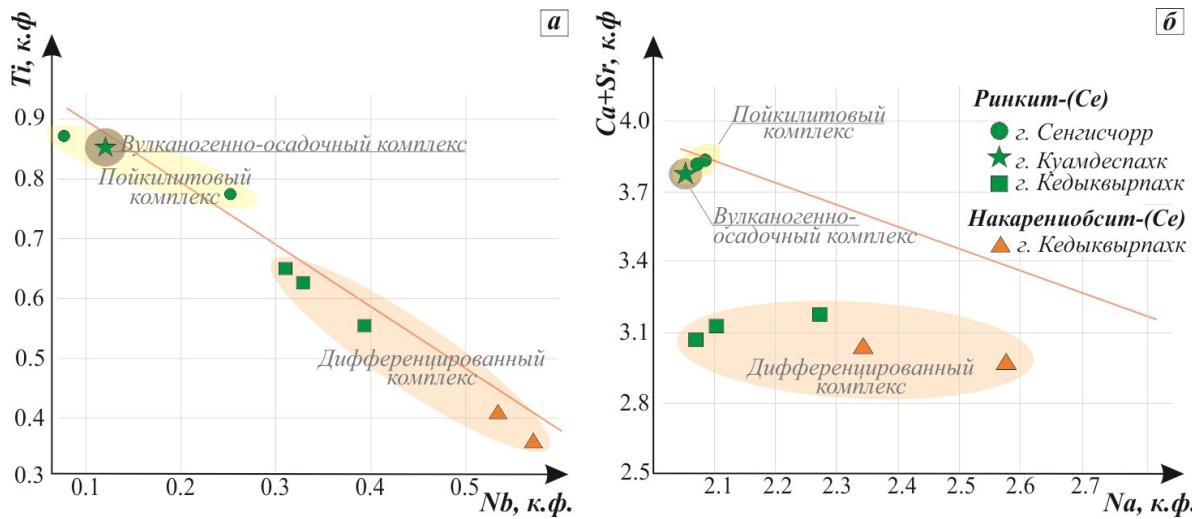


Рис. 2. Соотношение элементов (к.ф. – формульные коэффициенты) в составе ринкита-(Се)- накарениобсита-(Се) из пород Ловозерского массива

Благодарности. Работа выполнена в Геологическом институте КНЦ РАН при финансовой поддержке гранта РНФ-24-27-00037. Авторы благодарны Ю.А. Михайловой и В.Н. Яковенчуку за предоставленные для исследования материалы.

Список литературы

1. Власов К.А., Кузьменко М.В., Еськова Е.М. Ловозерский щелочная массив: породы, пегматиты, минералогия, геохимия и генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 623 с.
2. Герасимовский В.И., Волков В.П., Когарко Л.Н., Поляков А.И., Сапронкина Т.В., Балашов Ю.А. Геохимия Ловозерского щелочного массива. ГЕОХИ АН СССР. М.: Наука, 1966. 392 с.
3. Пеков И.В. Ловозерский массив: история исследования, пегматиты, минералы. М.: Земля, 2001. 464 с.
4. Семёнов Е.И. Минералогия Ловозерского массива. Москва: Наука. 1972. 307 с.
5. Тихоненков И.П., Тихоненкова Р.П. К минералогии контактной зоны Ловозерского массива // В кн.: Редкие элементы в массивах щелочных пород. Труды ИМГРЭ. 1962. Вып. 9. С. 3–35.
6. Agakhanov A. A., Day M. C., Sokolova E., Karpenko V. Yu., Hawthorne F. C., Pautov L. A., Pekov I. V., Kasatkin A. V., Agakhanova V. A. Two Rinkite-Group (Seidozerite-Supergroup) Minerals: Nacareniobsite-(Y), a New Mineral from the Darai-Pioz Alkaline Massif, Tajikistan, and Crystal-Structure Refinement of Nacareniobsite-(Ce) // The Canadian Journal of Mineralogy and Petrology. 2023. 61 (6). P. 1123-1136.
7. Petersen O. V., Rønsbo J. G., Leonardsen E. S. Nacareniobsite-(ce), a new mineral species from the Ilímaussaq alkaline complex, South Greenland, and its relation to mosandrite and the rinkite series // Neues Jahrbuch für Mineralogie – Monatshefte. 1989. 2. P. 84-96.
8. Rønsbo J. G., Sørensen H. O., Roda-Robles E., Fontan F., Monchoux P. Rinkite–nacareniobsite-(Ce) solid solution series and hainite from the Ilímaussaq alkaline complex: occurrence and compositional variation // Bulletin of The Geological Society of Denmark. 2014. 62. P. 1–15.
9. Skursch O., Karup-Møller S., Friis H., Andersen T., Dal Bo F.; Compositional Variations in the Rinkite-(Ce)-Nacareniobsite-(Ce) Solid Solution Provide Evidence for Fractionation Processes in Highly Peralkaline Magmas (Ilímaussaq Complex, South Greenland). The Canadian Journal of Mineralogy and Petrology 2025; 63 (2): 151–177.
10. Sokolova E., Hawthorne F. C. From structure topology to chemical composition. V. Titanium silicates: the crystal chemistry of nacareniobsite-(Ce) // The Canadian Mineralogist. 2008. 46 (5). P. 1333-1342. doi:10.3749/canmin.46.5.1333
11. Vilalva F. C. J., Vlach S. R. F., Simonetti A. Nacareniobsite-(Ce) and britholite-(Ce) in peralkaline granites from the Morro Redondo Complex, Graciosa Province, Southern Brazil: Occurrence and compositional data // The Canadian Mineralogist. 2013. 51 (2). P. 313-332.
12. Warr L.N. IMA–CNMNC approved mineral symbols // Mineralogical Magazine. 2021. Vol. 85. No. 3. P. 291-320.

Слепенкова А.Б., Баданина Е.В.

*Санкт-Петербургский Государственный Университет, Институт Наук о Земле,
anastasislestudy@gmail.com*

ВКЛЮЧЕНИЯ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ СРЕД В БЕРИЛЛЕ ИЗ ГРЕЙЗЕНА В АМАЗОНИТОВЫХ ГРАНИТАХ ОРЛОВСКОГО МАССИВА, ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Настоящее исследование посвящено изучению состава минералообразующих сред и оценке РТ-параметров кристаллизации крупных кристаллов берилла из кварц-альбит-топаз-слюдяных грейзенов зоны экзоконтакта Орловского массива Li-F-гранитов, являющегося промышленным месторождением тантала. Дифференцированный массив литионит-амазонит-альбитовых гранитов расположен в Восточном Забайкалье, на территории Агинского террейна, является западным сателлитом Хангилайского интрузива. Возраст гранитов оценивается в $140,6 \pm 2,9$ млн лет (Баданина и др., 2023).

Изученный берилл представлен крупными до 1-10 см в поперечнике кристаллами желтовато-зелёной окраски. Кристаллы концентрически зональны по интенсивности окраски, прозрачности и размещению флюидных включений (ФВ) в разрезе перпендикулярном их удлинению. Включения изучались в двустороннеполированных пластинках, подготовленных перпендикулярно оси главного порядка.

Методы исследования: микроскопия включений, термобарогеохимия включений, рамановская спектроскопия.

Морфология включений. По форме флюидные трёхфазные включения делятся на 6 основных типов: 1 тип - округлые (рис. 1а), 2 тип - вытянутые иголкообразные (рис. 1б), 3 тип - вытянутые неправильной овальной формы (рис. 1в), 4 тип - округлые неправильной кляксообразной формы (рис. 1г), 5 тип - кляксообразные (рис. 1д), 6 тип - в форме отрицательного гексагонального кристалла (рис. 1е).

Присутствие в одной и той же зоне берилла разных типов включений свидетельствует о вскипании исходного расплава в результате декомпрессии.

В некоторых включениях также встречаются твёрдые фазы (рис. 1е, рис. 2).

Результаты исследования методом Рамановской спектроскопии. Все исследования проводились на спектрометре Horiba Lab Ram HR 800 при следующих параметрах спектрометра: ширина щели 300 мкм, длина волны 532 нм, мощность лазера 20 мВт, увеличение конфокального микроскопа 100х. При идентификации фаз использовалась база данных по КР-спектрам фаз во флюидных включениях (Frezotti et al., 2012).

Установлено, что газовая фаза в изучаемых ФВ представлена CO_2 с плотностью 0,61 г/см³. Кристаллические фазы идентифицированы как сидерит.

Термобарогеохимические исследования выполнялись в микротермокамере THMSG-600 фирмы Linkam. В результате термобарогеохимических исследований трёхфазных включений в берилле выполнены определения температур общей гомогенизации, температур эвтектики и плавления льда растворов (табл. 1).

Таблица 1. Результаты термобарометрических исследований ФВ в берилле.

T гомогенизации CO_2 , °C	T гомогенизации, °C	T эвтектики, °C	Состав раствора	T плавления льда, °C	Солёность, масс. % NaCl-экв.	T плавления CO_2 , °C
От 27,5 до 33,2 (среднее 30,78)	335	-35	NaCl- $\text{FeCl}_2\text{-H}_2\text{O}$	-4	6,45	-57

На рис. 3 и 4 представлены результаты термобарометрических исследований.

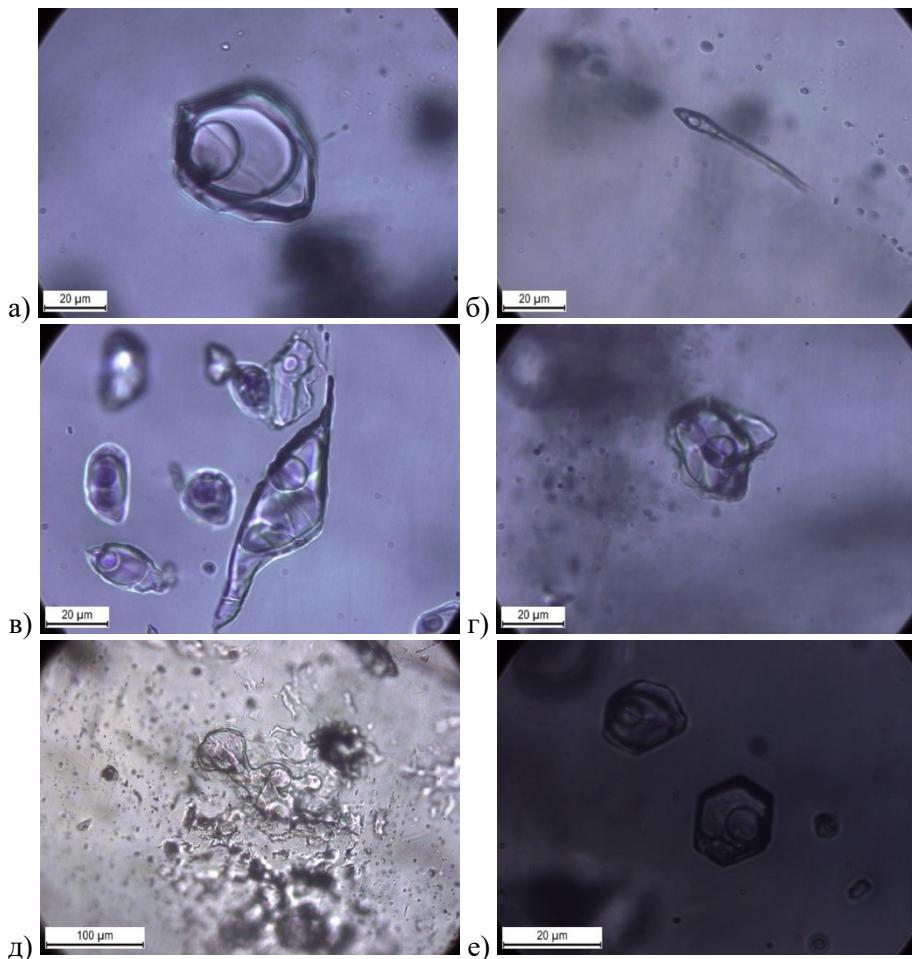


Рис. 1. Фотографии включений различной формы. а – окружлой, б – вытянутые иголкообразные, в – вытянутые неправильной овальной формы, г – округлые неправильной кляксообразной формы, д – кляксообразные, е – в форме отрицательного гексагонального кристалла

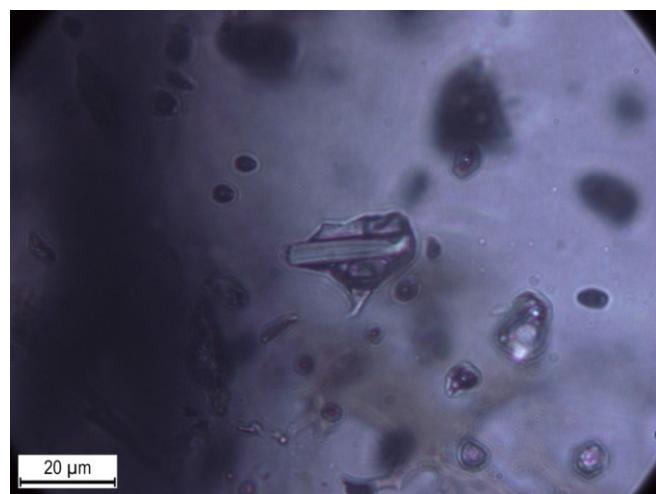


Рис. 2. Включения с обилием твёрдых фаз

Состав и концентрация растворов. На основании температуры эвтектики и температуры плавления льда с помощью справочных данных (Борисенко, 1977; Bodnar, Vityk, 1994) оценён состав солевого раствора - $\text{NaCl}-\text{FeCl}_2-\text{H}_2\text{O}$, его солёность соответствует 6,45 масс. % NaCl -экв.

Результаты. В результате выполненных исследований получены следующие результаты: Изученные флюидные включения состоят из трёх фаз: газовая фаза – чистый CO_2 ; жидкая углекислота и солевой раствор $\text{NaCl}-\text{FeCl}_2-\text{H}_2\text{O}$ с солёностью 6,45 масс. % NaCl -экв.

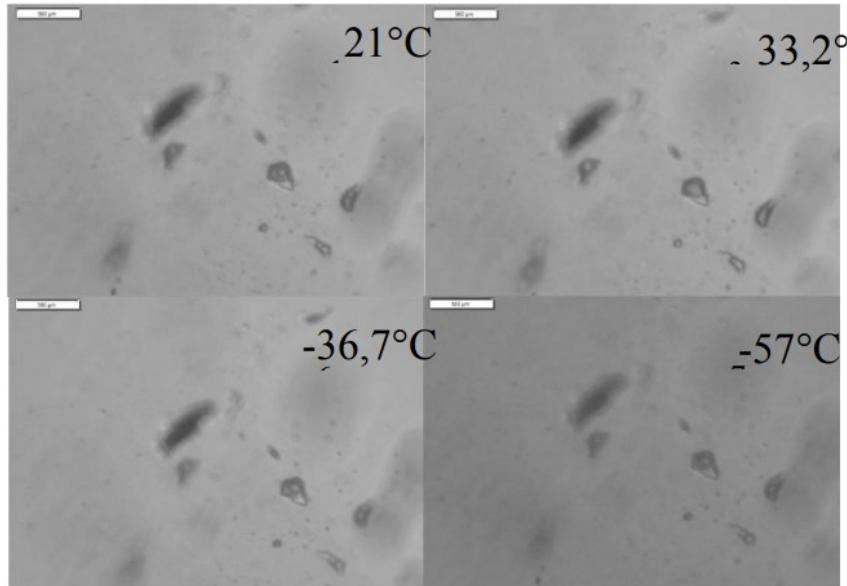


Рис. 3. Фазовые переходы во включениях первого типа

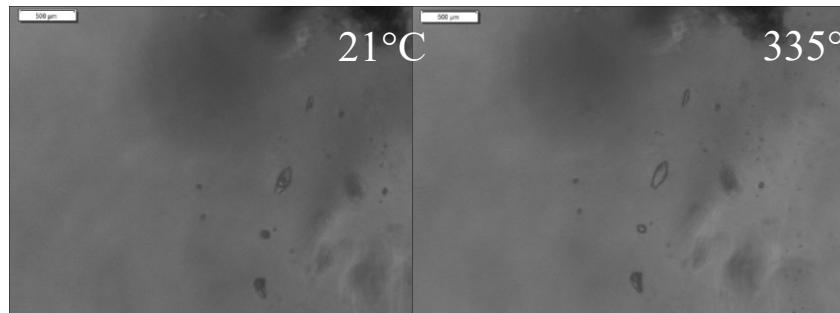


Рис. 4. Гомогенизация включения третьего типа

В составе твёрдых флюидных включений обнаружена твёрдая фаза – сидерит, который образовался, скорее всего, в результате взаимодействия FeCl_2 с жидкой углекислотой.

Температура гомогенизации флюидных включений варьирует от 305 до 335°C. Плотность растворённой углекислоты равна 0,46 г/см³. Плотность CO_2 в газовой фазе равна 0,61 г/см³. Давление равно 0,58 кбар.

Таким образом, на основе выполненных исследований были установлены состав флюида и условия кристаллизации берилла в апикальной части Орловского массива Li-F гранитов. Условия соответствуют этапу формирования минералов грейзеновой формации.

Исследования проводились с использованием оборудования ресурсного центра «Геомодель» Научного Парка СПбГУ.

Список литературы

- Баданина Е.В., Сырицо Л.Ф., Иванова А.А., Ризванова Н.Г. Возрастные и изотопно-геохимические характеристики Ta, Nb, W, Sn-минерализации, связанной с редкометальными гранитами (Хангилаинский рудный узел, Восточное Забайкалье). Петрология. 2023. Т. 31. №4, с. 376-387.
- Frezzotti M. L., Tecce F., Casagli A. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis // Journal of Geochemical Exploration. – 2012. – V. 112. – P. 1-20;
- Борисенко А.С. Изучение солевого состава газовожидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16—27.
- Bodnar R.-J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H_2O — NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and application. Ed. by: Benedetto De Vivo, Maria Luce Frezzotti. Ponti-gnanoSiena. 1994. P. 117-130.
- Котельникова З. А. Флюидные включения в литий-фтористых редкометальных гранитоидах Орловского месторождения // Тезисы докладов IX Международной конференции по термобарогеохимии 18-22 октября 1999 года. Александров: ВНИИСИМС 1999. С. 101-102.

Соктоев Б.Р.¹, Арбузов С.И.^{1,2}

¹Национальный исследовательский Томский политехнический университет, bulatsoktoev@tpu.ru

²Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

ВЛИЯНИЕ ВУЛКАНИЗМА НА ФОРМИРОВАНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ УГЛЕЙ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ИРКУТСКОГО УГОЛЬНОГО БАССЕЙНА (ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ТОНШТЕЙНОВ)

Введение. Угольные месторождения могут представлять интерес не только как источник топливно-энергетических ресурсов, но и как перспективный источник редких элементов для различных отраслей промышленности (Арбузов, Ершов, 2007; Dai et al., 2023). Данная область возможного применения углей обусловлена их ролью комплексного геохимического барьера, так как в процессе торфо- и угленакопления в его составе накапливается широкий спектр химических элементов, в частности, редкие и радиоактивные, а также происходит их концентрирование из рассеянного состояния, что делает угольные пласты важными местами накопления этих химических элементов. Накопление химических элементов в углях может происходить на любой стадии углеобразования - от торфонакопления до стадии позднего катагенеза, в результате все процессы обогащения углей элементами-примесями могут быть разделены на син-, диа- и эпигенетические (Угольная ..., 2004). Среди ведущих факторов, обуславливающих геохимическую специализацию углей на широкий спектр химических элементов, необходимо выделить следующие: петрофонд области питания, геотектонический, угольный метаморфизм, эпигенетические преобразования, субсинхронный вулканизм (Арбузов, Ершов, 2007; Dai et al., 2023).

Субсинхронный торфонакоплению и углеобразованию вулканизм играет существенную роль в накоплении ценных и потенциально токсичных элементов в угленосных отложениях (Угольная ..., 2004; Dai et al., 2017). Влияние вулканогенного материала на геохимические особенности углей оценивается по результатам изучения измененного вулканического пепла (*altered volcanic ash*), представленного преимущественно в виде тонштейнов, реже бентонитов, К-бентонитов, безглинистых пластов и пропластков (Bohor and Triplehorn, 1993; Spears, 2012). Тонштейны выявлены и охарактеризованы в большинстве угольных бассейнов и месторождений мира всех возрастов – от каменноугольного до неогенового (Dai et al., 2017; Spears, 2012; Huff, 2016). Для многих угольных бассейнов и месторождений установлена ведущая роль тонштейнов в обогащении прилегающих угольных пластов промышленными содержаниями ценных элементов-примесей и аномальных концентраций потенциально токсичных элементов.

Целью данной работы в рамках реализации гранта Российского научного фонда является оценка влияния палеовулканизма на формирование геохимической специализации углей месторождений юго-восточной части Иркутского угольного бассейна по данным изучения тонштейнов и вмещающих их углей.

Материалы и методы. В пределах юго-восточной части Иркутского угольного бассейна в 2024-2025 гг. были исследованы 10 угольных разрезов. На каждом разрезе проведено полевое опробование в вертикальном разрезе угольных пластов бороздовым методом с шириной борозды 5 см. Всего отобрано 280 проб, в том числе пробы углей, кровли, подошвы и межугольных прослоев. Кроме того, были привлечены данные, полученные ранее по ряду объектов в Иркутском бассейне в рамках реализации грантов РНФ № 18-17-00004 и 18-17-00004-П (руководитель – д.г.-м.н. С.И. Арбузов).

Для определения элементного состава применен комплекс аналитических методов: инструментальный нейтронно-активационный анализ, масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой, атомно-эмиссионная спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой, беспламенная атомная абсорбция. Минеральный состав изучен методом порошковой рентгеновской дифрактометрии. Все аналитические работы выполнены на базе Международного инновационного научно-образовательного центра «Урановая геология» им. Л.П. Рихванова Томского политехнического университета и ЦКП «Приморский центр локального элементного и изотопного анализа» Дальневосточного геологического института ДВО РАН (г. Владивосток).

Результаты и обсуждение. Иркутский угольный бассейн в вопросе изученности роли палеовулканизма в формировании геохимической специализации углей остается слабоизученным по сравнению с другими бассейнами (Донецкий, Кузнецкий, Канско-Ачинский, Минусинский и другие). Детальные минералого-геохимические исследования ранее были выполнены только для Азейского месторождения в северо-западной части бассейна (Arbuзов et al., 2016), хотя туфы и туфовые породы были выявлены еще в 70-х гг. XX века (Чекин, 1973; Адмакин, Портнов, 1987).

Мощность выявленных тонштейнов варьирует в интервале от первых см до 15-20 см. В минеральном составе доминируют глинистые минералы (каолинит, вермикулит, иллит). Подчиненное

положение занимают породообразующие минералы – кварц, К-На полевые шпаты. Среди редких находок выявлены минералы группы карбонатов (кальцит). Полученные данные хорошо согласуются с ранее опубликованными данными по тонштейнам в других угольных бассейнах России и за рубежом, а также на Азейском месторождении.

Вертикальное распределение элементного состава изученных проб показывает приуроченность максимальных содержаний к тонштейнам и прилегающим углям, особенно это касается группы редких, редкоземельных и радиоактивных элементов: в тонштейнах сумма РЗЭ варьирует в интервале от 113 до 308 г/т, Th – от 7 до 58 г/т, Ta – от 0,5 до 3,6 г/т, Zr – от 80 до 352 г/т. Во вмещающих тонштейны углях наблюдается существенное обогащение указанной группой элементов по сравнению с остальной частью угольного пласта (где не выявлены тонштейны).

Высокие содержания указанных элементов указывают на вулканогенный генезис исходного материала, из которого сформированы тонштейны: схожие геохимические особенности установлены для вулканогенных пород кислого и основного состава, а также щелочного пирокластического материала.

Для более точной идентификации тонштейнов в составе угольных пластов были использованы другие геохимические критерии. Для определения генезиса подобных образований используются титановый модуль (TiO_2/Al_2O_3) (Юдович, Кетрис, 2000), отношение Zr/TiO_2 к Nb/Y (Winchester, Floyd, 1977), спектр распределения РЗЭ (Dai et al., 2017). Согласно полученным данным, выявленные тонштейны являются кислыми (риолитовыми) по показателю титанового модуля. На диаграмме Винчестера-Флойда (Zr/TiO_2 – Nb/Y) пробы располагаются в полях риолитов, риодацитов, дацитов, реже андезитов, трахиандезитов. В характере спектров распределения РЗЭ наличие сильной отрицательной Еи аномалии и преобладание легкой группы РЗЭ над тяжелой указывают на вклад пирокластического материала кислого состава. В ряде образцов геохимические показатели подтверждают участие кислой пирокластики щелочного ряда в формировании тонштейнов.

Заключение. Таким образом, выполненные исследования указывают на значительный вклад пирокластического материала в формирование геохимической специализации углей месторождений юго-восточной части Иркутского угольного бассейна. Как тонштейны, так и вмещающие их угли специализированы на спектр редких, редкоземельных и радиоактивных элементов. Генезис тонштейнов – кислый и/или кислый щелочного ряда – установлен по совокупности минералого-геохимических показателей.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 24-77-00010 <https://rscf.ru/project/24-77-00010/>)

Список литературы

1. Адмакин Л.А., Портнов А.Г. Тонштейны Иркутского бассейна // Литология и полезные ископаемые. 1987. № 3. С. 88-98.
2. Арбузов С.И., Ершов В.В. Геохимия редких элементов в углях Сибири. Томск: Д-Принт, 2007. 468 с.
3. Угольная база России. Том VI. Основные закономерности углеобразования и размещения угленосности на территории России. М.: ООО «ГеоИнформМарк», 2004. 779 с.
4. Чекин С.С. Нижнемезойская кора выветривания Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1973. 156 с.
5. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб: Наука, 2000. 479 с.
6. Arbuzov S.I., Mezhibor A.M., Spears D.A., Il'enok S.S. Shalybin M.V., Belyaeva E.V. Nature of tonsteins in the Azeisk deposit of the Irkutsk Coal Basin (Siberia, Russia) // International Journal of Coal Geology. 2016. Vol. 153. P. 99-111.
7. Bohor B.F., Triplehorn D.M. Tonsteins: Altered Volcanic-Ash Layers in Coal-Bearing Sequences. Colorado: The Geological Society of America, 1993. 42 p.
8. Dai S., Ward C.R., Graham I.T., French D., Hower J.C., Zhao L., Wang X. Altered volcanic ashes in coal and coal-bearing sequences: A review of their nature and significance // Earth-Science Reviews. 2017. Vol. 175. P. 44-74.
9. Dai S., Finkelman R.B., Hower J.C., French D., Graham I.T., Zhao L. Inorganic Geochemistry of Coal. Elsevier, 2023. 450 p.
10. Huff W.D. K-bentonites: a review // American Mineralogist. 2016. Vol. 101. P. 43-70.
11. Spears D.A. The origin of tonsteins, an overview, and links with seatearths, fireclays and fragmental clay rocks // International Journal of Coal Geology. 2012. Vol. 94. P. 22-31.
12. Winchester J.A., Floyd P.A. geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chemical Geology. 1977. Vol. 20. P. 325-343.

Соловьева А.Н.* , Зозуля Д.Р.

Геологический институт Кольского НЦ РАН, Анапиты, Россия, a.soloveva@ksc.ru

**УЭКФИЛДИТ-(Се) В АССОЦИАЦИИ С МОНАЦИТОМ-(Се)
ИЗ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ГЕМАТИТОВЫХ ЖИЛ АМЕТИСТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
МЫС КОРАБЛЬ, КОЛЬСКИЙ П-ОВ**

Введение. Уэкфилдит, природный ортованадат *REE* из группы ксенотима с идеальной формулой $REEV^{5+}O_4$ и структурой цирконового типа, встречается редко и на сегодняшний день известно около 30 местонахождений минерала (Howard et al., 1995; Smith et al., 2000; Bakker et al., 2006; Blass et al., 2006; Khoury et al., 2015; Matysová et al., 2016; Bagiński et al., 2020; Magna et al., 2020; Перевозникова и Казаченко, 2022; Giai et al., 2023). В ассоциации с уэкфилдитом-(Се) наиболее часто встречаются разнообразные оксиды и гидроксиды марганца, гематит, гетит, фосфаты *REE*, ванадаты, арсенаты, карбонаты, кварц, флюорит. Общим генетическим признаком уэкфилдита-(Се) является его преимущественное формирование в высокоокислительных и субазральных условиях при низкотемпературных гидротермальных процессах.

В данной работе изучено новое генетическое проявление уэкфилдита-(Се) в ассоциации с редкоземельными фосфатами из гидротермальных гематитовых жил аметистового месторождения Мыс Корабль, Кольский п-ов.

Результаты и обсуждения. В гематитовых жилах обнаружены стяжения калиевого полевого шпата (КПШ) округлой, чаще неправильной формы размером 100-1000 μm (рис. 1а) состоящие из кристаллов калиевого полевого шпата (рис. 1б) короткопризматического и таблитчатого габитуса (10-100 μm). В стяжениях калиевого полевого шпата присутствует обильные скопления редкоземельного фосфата (моноцит-(Се)) споновидной формы размером до 60 μm , состоящие из игольчатых кристаллов (рис. 1б). Скопления трассируют тонкие (мощностью до 10 μm) прожилки, секущие основную гематитовую массу жилы (рис. 1в). По всей видимости, эти прожилки являются подводящими каналами для поступления *REE*-P-содержащих поздних гидротермальных растворов в стяжения КПШ. В пустотах (10-50 μm) среди кристаллов калиевого полевого шпата (рис. 1 г, д, е) осаждаются уэкфилдит-(Се) и вторичный *REE*-фосфат. Уэкфилдит-(Се) образует призматические и таблитчатые кристаллы размером до 10 μm (рис. 1 г, е), в то время как вторичный *REE*-фосфат кристаллизуется в виде агрегатов субдиоморфных зерен размером от 1 до 10 μm (рис. 1 д, е). В редких случаях отмечается обрастанье уэкфилдита-(Се) *REE*-фосфатом (рис. 1е).

По химическому составу изученный уэкфилдит-(Се) имеет усредненную эмпирическую формулу $(Ce_{0.43}Nd_{0.19}La_{0.16}Ca_{0.10}Pr_{0.05}Y_{0.04}Sm_{0.03})_{1.00}(V_{0.89}Fe_{0.05}P_{0.04})_{0.98}O_4$. Сумма *REE* и Y находится в диапазоне от 0.86 до 0.99 ф.к. В виде примесей присутствуют CaO (1.62-2.93 мас.%, среднее 2.16 мас.%), P_2O_5 (0.16-3.66 мас.%, среднее 1.08 мас.%), SrO (0.22-0.36 мас.%, среднее 0.30 мас.%), FeO (0.74-2.13 мас.%, среднее 1.36 мас.%), а в некоторых зернах фиксируется SO_3 (до 0.58 мас.%), что является одним из самых высоких значений для этого минерала. Наблюдаемый в некоторых зернах дефицит суммы анализа (от 2 до 8 мас.%) может быть объяснен присутствием в минерале (OH)-групп, как предполагают С. Тумиати и др. (2020).

Для подтверждения составов уэкфилдита-(Се) и моноциита-(Се) было проведено исследование с использованием рамановской спектроскопии. Рамановские спектры уэкфилдита-(Се) и моноциита-(Се) в диапазоне 200–1000 cm^{-1} (рис. 2) соответствуют набору полос с аналогичным положением для этих минералов из базы данных RRUFF ([https://truff.info/wakefieldite-\(ce\)/display=default/R060176](https://truff.info/wakefieldite-(ce)/display=default/R060176) и [https://truff.info/monazite-\(ce\)/display=default/R040106](https://truff.info/monazite-(ce)/display=default/R040106), соответственно). Диапазон 3400–3700 cm^{-1} в спектре уэкфилдита-(Се) характеризуется интенсивной широкой полосой при 3585 cm^{-1} , которую можно отнести к колебаниям связей O-H (Tumiati et al., 2020). Для моноциита-(Се) полосы в области 3000-3500 cm^{-1} , которые соответствуют колебаниям связей O-H, не наблюдались. Для вторичного *REE*-фосфата в ассоциации с уэкфилдитом-(Се) данные рамановской спектроскопии отсутствуют вследствие малых размеров зёрен.

По химическому составу моноциит-(Се) имеет усредненную эмпирическую формулу $(Ce_{0.30}La_{0.26}Nd_{0.17}Ca_{0.14}Pr_{0.05}Y_{0.03}Sr_{0.03}Sm_{0.02})_{1.00}(P_{0.86}S_{0.10})_{0.96}O_4$. Характерными особенностями химических составов минералов редкоземельных фосфатов является устойчивое присутствие в анализах SO_3 (3.02-4.28 мас.% в моноциите-(Се) и 1.31-2.38 мас.% в *REE*-фосфате) и Cl (0.09-0.20 мас.% в моноциите-(Се) и 0.27-0.43 мас.% в *REE*-фосфате).

Уэкфилдит-(Се) и ассоциирующие редкоземельные фосфаты характеризуются умеренным фракционированием легких *REE*: $(La/Nd)_n$ варьирует от 0.9 до 2.1 в уэкфилдите-(Се), от 2.6 до 3.6 в моноциите-(Се) и от 1.5 до 2.5 в *REE*-фосфате. Моноциит-(Се) имеет отрицательные аномалии Ce/Ce^* (0.30-1.00), в то

время как уэкфилдит-(Ce) и REE-фосфат имеют положительные аномалии (1.00–1.31 и 1.79–6.37, соответственно). Тяжелые REE в монаците-(Ce) и REE-фосфате не обнаружены, уэкфилдит-(Ce) содержит незначительные количества Gd (до 0.02 ф.к.) и Dy (до 0.01 ф.к.). Монацит-(Ce) характеризуется меньшими содержаниями Y (0.02–0.03 ф.к.) по сравнению с REE-фосфатом и уэкфилдитом-(Ce) (0.04–0.06 и 0.03–0.06 ф.к., соответственно).

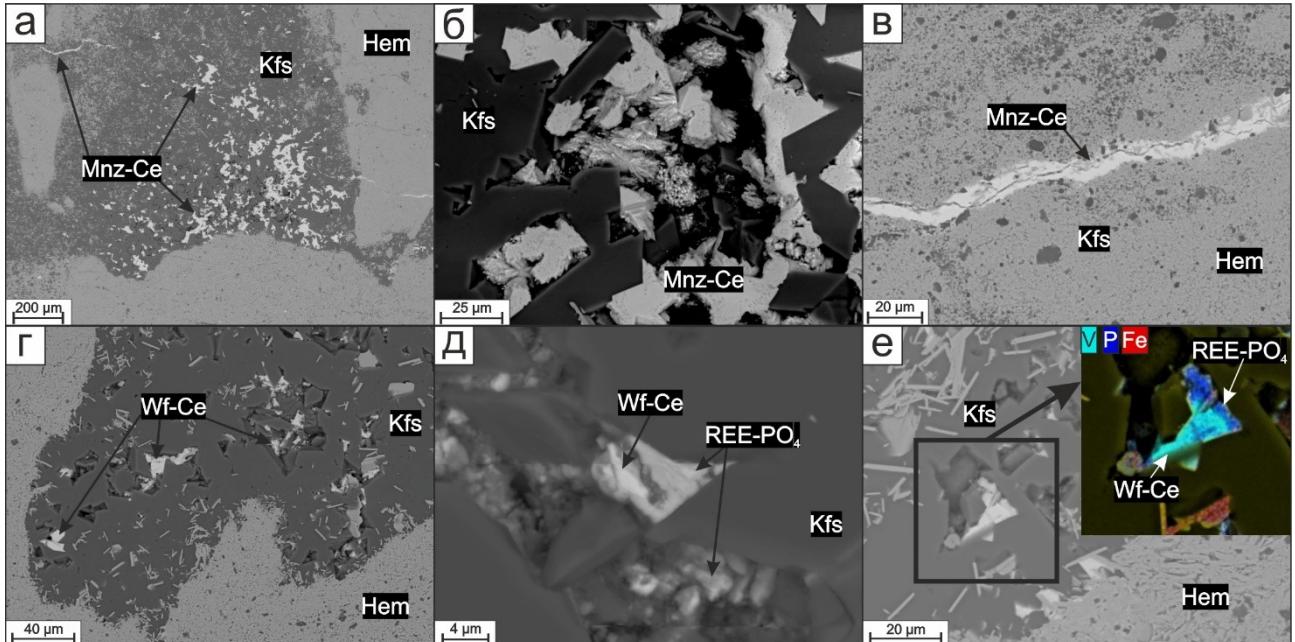


Рис. 1. Формы нахождения и парагенезисы уэкфилдита-(Ce) и ассоциирующих REE-фосфатов в гематитовых жилах месторождения Мыс Корабль (BSE изображения): а – стяжения калиевого полевого шпата с монацитом-(Ce) в гематитовой массе; б – спноповидные агрегаты игольчатых кристаллов монацита-(Ce); в – прожилки монацита-(Ce) секущие гематитовую массу; г, д - субдиоморфные зерна уэкфилдита-(Ce) и REE-фосфата в пустотах среди кристаллов калиевого полевого шпата; е – обрастанье уэкфилдита-(Ce) REE-фосфатом со сводной элементной картой по V, P, Fe

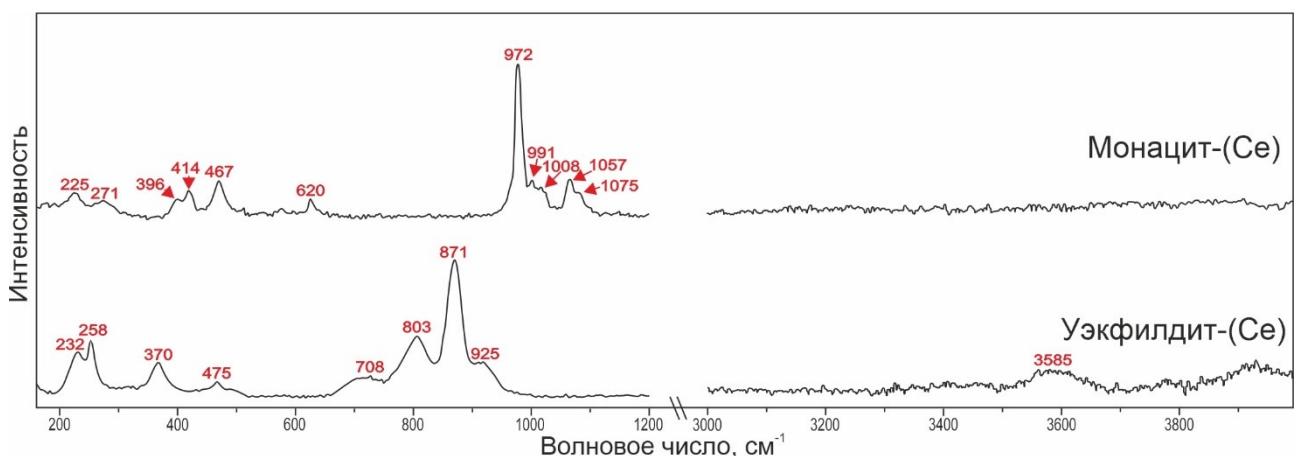


Рис. 2. Рамановские спектры монацита-(Ce) и уэкфилдита-(Ce)

Возможность миграции примесных элементов (Co, V, Cu, U) из пленочных оксидов железа в гидротермальные растворы показана на примере триасовых и девонских красноцветных песчаников Великобритании и Ирландии (Parnell et al., 2021). Ранее нами было показано, что при воздействии гидротермальных растворов на аутигенные поровые оксиды железа вмещающих красноцветных песчаников происходили выщелачивание и миграция в раствор некоторых халькофильных элементов (Ag, Pb, Cu) с последующим их выделением в виде сульфидов и сульфосолей в гематитовых жилах (Соловьева и др., 2024). Более того, обнаружено, что поздние каймы в гематите из гидротермальных жил месторождения Мыс Корабль содержат повышенные содержания V и W (Соловьева и др., 2023), что указывает на аккумуляцию этих примесных элементов в гидротермальном растворе на поздних

стадиях. Таким образом, сегрегация V и Fe при гидротермальных процессах могла привести к кристаллизации собственных ванадиевых минеральных фаз в виде ванадатов. Тесная ассоциация уэкфилдита-(Ce) с калиевым полевым шпатом указывает на существенную роль калия в выщелачивании и миграции V^{5+} в ходе эволюции гидротермального раствора при формировании гематитовых жил. Ванадий мог переноситься калий-содержащими гидротермальными растворами и после осаждения калия в виде полевого шпата и при высокой активности редкоземельных элементов и фосфора в системе происходила кристаллизация уэкфилдита-(Ce).

Текстурные взаимоотношения уэкфилдита-(Ce) и редкоземельных фосфатов указывают на следующую последовательность образования минералов: монацит-(Ce) → уэкфилдит-(Ce) → REE-фосфат. Наблюдаемые отрицательные аномалии Ce/Ce* в монаците-(Ce) характерны для окисленных сред, где Ce⁴⁺ фракционирует от других трехвалентных легких REE (Gieré and Sorensen 2004). (La/Nd)_n в редкоземельных фосфатах из гематитовых жил варьирует от 1.6 до 2.8, что указывает на их формирование из высоководных растворов при резко подавленном содержании фтора (по аналогии с работой Smith et al (2000)). На хлористо-водный состав ванадиеносных растворов так же указывают отсутствие фтор- и карбонат-содержащих минералов в участках развития уэкфилдита-(Ce) и устойчивое содержание хлора в ассоциирующих REE фосфатах.

Возможно, формирование REE-P-V минерализации гематитовых жил происходило при повышенной активности серы, на что указывают устойчивая примесь сульфат-иона SO₃ в минералах ассоциации и присутствие в гематитовых жилах месторождения Мыс Корабль эптермальных минералов халькофильных элементов (киноварь, гр. амальгамы серебра).

Благодарности. Исследование выполнено в рамках темы НИР Геологического института КНЦ РАН (FMEZ-2024-0004).

Список литературы

1. Bagiński B., Macdonald R., Belkin H.E., Kotowski J., Jokubauskas P., Marciniak-Maliszewska B. The occurrence of wakefieldite, a rare earth element vanadate, in the rhyolitic Joe Lott Tuff, Utah, USA // Mineralogical Magazine. 2020. V. 84. № 1. P. 109–116.
2. Bakker R.J., Elburg M.A. A magmatic-hydrothermal transition in Arkaroola (northern Flinders Ranges, South Australia): from diopside-titanite pegmatites to hematite-quartz growth // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2006. V. 152. № 5. P. 541–569.
3. Giai M., Costa E., Ciriotti M.E., Armellino G. Aggiornamento della Mineralogia della Miniera Abbandonata di Montaldo, Val Corsaglia, Alpi Liguri Occidentali, Cuneo // Micro. 2023. V. 21. № 4. P. 348–361.
4. Gieré R., Sorensen S.S. Allanite and other REE-rich epidote-group minerals // Rev Mineral Geochem. 2004. V. 56. P. 431–493.
5. Howard D.G., Tschemich R.W., Klein G.L. Occurrence of wakefieldite-(Ce) with zeolites at Yellow Lake, British Columbia, Canada // Neu Jb Mineral. 1995. V. 3. P. 127–132.
6. Khoury H.N., Sokol E.V., Clark I.D. Calcium uranium oxide minerals from central Jordan: assemblages, chemistry, and alteration products // Can Mineral. 2015. V. 53. № 1. P. 61–82.
7. Magna T., Viladkar S., Rapprich V., Pour O., Hopp J., Čejková B. Nb–V-enriched sövites of the northeastern and eastern part of the Amba Dongar carbonatite ring dike, India – A reflection of post-emplacement hydrothermal overprint? // Geochemistry. 2020. V. 80. № 1. 125534.
8. Matysová P., Götz J., Leichmann J., Škoda R., Strnad L., Drahota P., Grygar T. Cathodoluminescence and LA-ICP-MS chemistry of silicified wood enclosing wakefieldite – REEs and V migration during complex diagenetic evolution // Eur J Mineral. 2016. V. 28. № 5. P. 869–887.
9. Parnell J., Wang X., Raab A., Feldmann J., Brolly C., Michie R., Armstrong J. Metal Flux from Dissolution of Iron Oxide Grain Coatings in Sandstones // Geofluids. 2021. № 6. P. 14.
10. Smith M.P., Henderson P., Campbell L.S. Fractionation of the REE during hydrothermal processes: Constraints from the Bayan Obo Fe-REE-Nb deposit, Inner Mongolia, China // Geochim Cosmochim Acta. 2000. V. 64. № 18. P. 3141–3160.
11. Tumiati S., Merlini M., Godard G., Hanfland M., Fumagalli P. Orthovanadate wakefieldite-(Ce) in symplectites replacing vanadium-bearing omphacite in the ultra-oxidized manganese deposit of Prabora (Aosta Valley, Western Italian Alps) // Am. Mineral. 2020. V. 105. P. 1242–1253.
12. Перевозникова Е.В., Казаченко В. Т. Первая находка природного ванадата редкоземельных элементов в России // Вестник ДВО РАН. 2022. № 1. С. 5–20.
13. Соловьева А.Н., Зозуля Д.Р., Савченко Е.Э. Гидротермальные гематитовые жилы и брекчии с редкоземельной минерализацией аметистового месторождения Мыс Корабль (Кольский регион) // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2023. № 4. С. 75–90.
14. Соловьева А.Н., Зозуля Д.Р., Савченко Е.Э., Борисенко Е.С. Халькофильная минерализация в гематитовых жилах аметистового месторождения Мыс Корабль (Кольский полуостров): следствия для формирования Fe(Cu,Ag)-S-O парагенезисов // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2024. № 3. С. 48–59.

Софронова С.М.¹, Круглова М.С.^{1,2}

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

mash.cruglova2015@yandex.ru, sonya.sofronova.99@gmail.com

² Новосибирский государственный технический университет, г. Новосибирск

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ФОСФАТНОГО ГЕОХИМИЧЕСКОГО БАРЬЕРА ДЛЯ ПРЕДОТВРАЩЕНИЯ РАСПРОСТРАНЕНИЯ УРАНА ИЗ ТЕХНОГЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ

Введение. Одним из наиболее значимых факторов загрязнения окружающей среды радиоактивными отходами (РАО) является их образование и накопление в ходе работы предприятий ядерно-топливного цикла. Экосистемы, находящиеся в непосредственной близости от пункта размещения отходов, могут быть подвергнуты необратимым изменениям. Геохимические барьеры в таком случае могут оказаться наиболее эффективны и экономически целесообразны (Vázquez-Ortega A. et al., 2021).

Известно, что в присутствии гидроксиапатита происходит снижение концентрации растворимого урана (Matthew R. Baker et al. 2019; Boguslavsky A.E. et al. 2025), что особенно актуально для высококальциевых вод, загрязненных ураном. Кроме того, при добавлении фосфатов в присутствии кальция. Также, уран может образовывать собственные фосфатные фазы, имеющие низкую растворимость, в частности отенит $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ (Conca J. L. et al., 2006; Дойникова О. А., 2014).

По результатам предыдущей работы было установлено, что оптимальными растворами для выделения осадка фосфата кальция являются растворы нитрата кальция и $\text{Ca}(\text{NO}_3)_2$ и фосфата калия K_3PO_4 . Наибольшее выделение осадка происходит при концентрации 100-1000 мг/л ионов PO_4 и 1000-10000 мг/л ионов Са.

Эксперименты на растворах не могут полностью отобразить процессы, происходящие с растворами в грунтах. Для приближения к реальным условиям, в данной работе был проведен опыт по моделированию водного потока, загрязненного ураном, в грунтовой среде.

Материалы и методы. Для эксперимента были приготовлены растворы $\text{Ca}(\text{NO}_3)_2$ с добавлением урана ($\text{UO}_2(\text{NO}_3)_2$) для имитации загрязнения. Концентрация иона Са в растворе составляла 1398 мг/л, U – 4,09 мг/л. Раствор фосфата был приготовлен растворением K_3PO_4 , концентрация фосфата в данном растворе составила 1237 мг/л.

Установка представляла из себя стеклянную лабораторную колонку, длиной 15 см, шириной 2,5 см. Растворы подавались через шланги с помощью перистальтических насосов со скоростью 0,028 мл/мин для кальциевого раствора и 0,017 мл/мин для фосфатного раствора.

Концентрация ионов определялась методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой ИСП-АЭС (IRIS Advantage), погрешность 5%.

Исследование химического состава осадка осуществлено в ИГМ СО РАН с помощью сканирующего электронного микроскопа TESCAN MIRA 3LMU (Tescan, Чехия) с энергетическим спектрометром OXFORD (Oxford Instruments, Великобритания).

В процессе эксперимента проводились анализы растворов, получаемых на выходе из колонки, оценивалось изменение концентрации Са, PO_4 и U. Измерялась скорость прохождения раствора через колонку. После окончания работы колонки образцы грунтов и полученных осадков были проанализированы на электронном микроскопе.

Результаты и обсуждение. Фильтрат на выходе отбирался раз в 3 дня и чаще, изменения концентраций Са и PO_4 в течении эксперимента показаны на рис 1. При движении кальциевых вод в присутствии фосфатов происходит образование осадка. Концентрация U в растворе на выходе из колонки не превышала порог обнаружения (0,01 мг/л), что говорит о задержании урана внутри колонки. Скорость движения растворов в колонке практически не изменялась со временем, средняя скорость для раствора Са составляла 38 мл/сутки, раствора PO_4 26 мл/сутки.

Результаты исследования осадка на электронном микроскопе показаны на рис. 2. Установку поделили на 3 части: воронку, фильтр и тело колонки. Внутри колонки образовались фосфаты кальция, по составу близкие к гидроксиапатиту. Обнаружить урановые соединения не получилось, вследствие низкого содержания урана в исходном растворе.

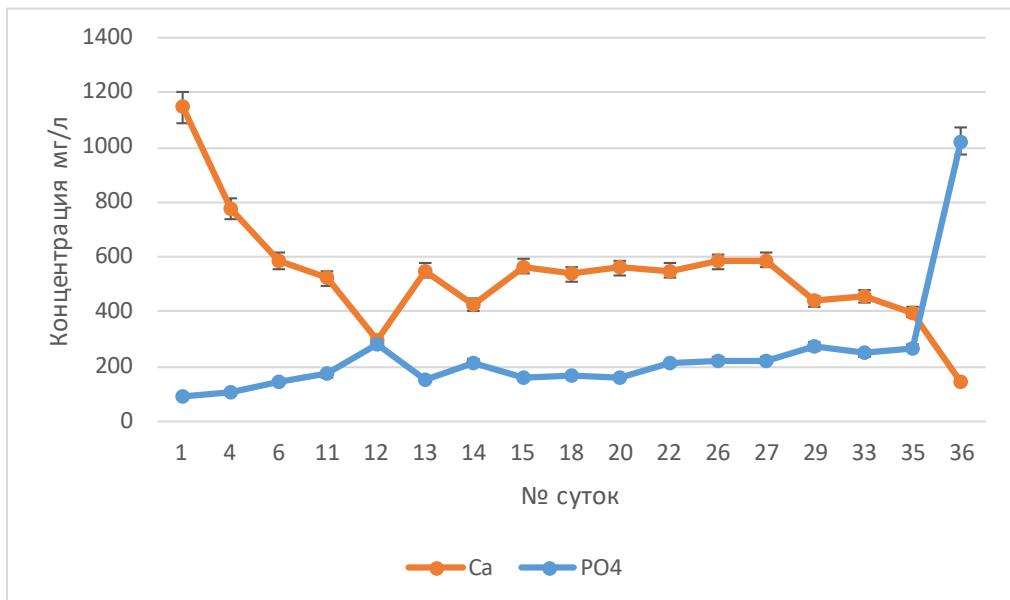


Рис. 1. График изменения концентрации Са и РО4 в течении эксперимента

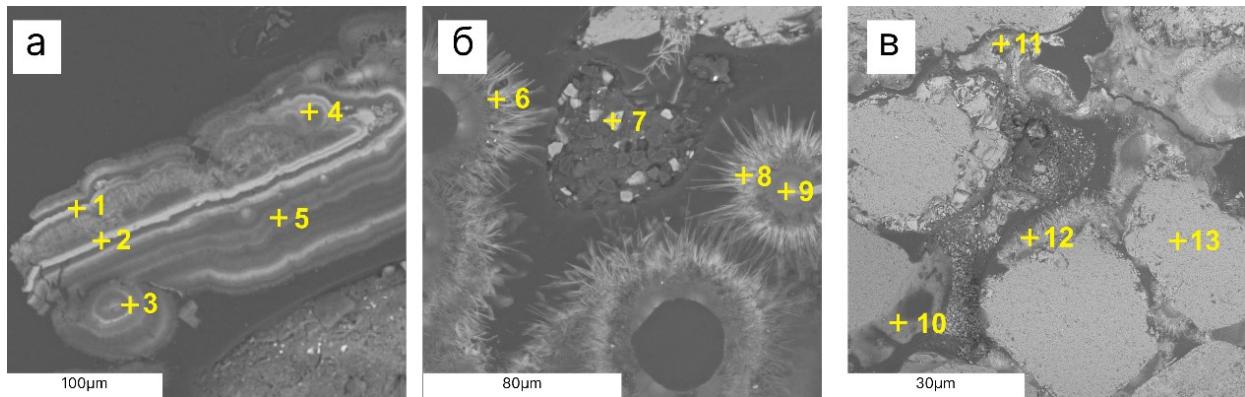


Рис. 2. СЭМ-снимки фосфатно-кальциевых фаз (а – воронка, б – фильтр, в – колонка)

Таблица 1 – Составы спектров, показанных на рис. 2

	№ точки	Минерал	Si, %	Al, %	Ca, %	Na, %	K, %	P, %	O, %
а	1	н.о.	н.о.	н.о.	28	0,31	4,2	17,6	49
	2	н.о.	н.о.	н.о.	30	н.о.	4,8	17,8	48
	3	н.о.	н.о.	н.о.	28	н.о.	4,5	18,1	49
	4	н.о.	н.о.	н.о.	31	н.о.	2,0	17,8	50
	5	н.о.	н.о.	н.о.	27	н.о.	1,2	16,4	55
б	6	н.о.	0,41	н.о.	31	н.о.	н.о.	18,7	50
	7	н.о.	99,7	н.о.	0,3	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
	8	н.о.	н.о.	н.о.	34	н.о.	0,18	20,5	46
	9	н.о.	0,73	0,74	27	н.о.	0,64	16,3	55
в	10	Кварц	43	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	57
	11	н.о.	0,3	н.о.	49	0,22	0,68	21,8	28
	12	н.о.	3,7	0,25	51	0,25	0,37	25,5	19
	13	Кварц	43	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	57

В работе (Hang Wen et al., 2018) в результате серии подобных колоночных экспериментов по иммобилизации урана, у авторов получилось установить распределение урана в колонке, с помощью метода ступенчатого выщелачивания. Отличием данной работы является дефицит кальция в колонках, в результате, сорбированный уран находился в колонке в виде третичных фосфатных комплексов, а также небольшая часть встроена в состав фосфата кальция.

В нашей дальнейшей работе целью будет установить физическое состояние твердых фаз урана. На данном этапе такой геохимический барьер представляет собой эффективный способ предотвращения миграции урана в окружающую среду, хотя вопрос состояний урана остается открытым.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ, грант 24-27-00319.

Список литературы

1. Vázquez-Ortega A., Perdrial N., Reinoso-Maset E, Root R., O'Day P., Chorover J. Phosphate controls uranium release from acidic waste-weathered Hanford sediments // Journal of Hazardous Materials. - 2021. - №416
2. Matthew R. Baker, Fanny M. Coutelot, John C. Seaman Phosphate amendments for chemical immobilization of uranium in contaminated soil // Environment International. - 2019. - №129
3. Boguslavsky A.E., Gaskova O.L.. Sofronova S.M., Saraev A.A., Vinokurov Z.S., Safonov A.V. Uranium uptake by phosphate minerals from Ca-containing technogenic solutions: Experimental study // Geosystems and Geoenvironment. - 2025. - №4
4. Conca J. L., An Apatite II permeable reactive barrier to remediate groundwater containing Zn, Pb and Cd / J.L. Conca, J. Wright /Applied Geochemistry. – 2006. – . Vol. 21- №. 8. – P. 1288-1300.
5. Дойникова О. А. Новый фосфатный тип урановых руд в России / О.А. Дойникова, Н.Н. Тарасов, А.В. Мохов / Доклады Академии наук. – 2014. – Т. 457, № 4. – С. 434-434.
6. Hang Wen, Zhen Pan, Daniel E. Giammar, and Li Li Enhanced Uranium Immobilization by Phosphate Amendment Under Variable Geochemical and Flow Conditions: Insights from Reactive Transport Modeling // Environ. Sci. Technol.. - 2018. - №12

Степанов К.М.¹, Шацкий А.Ф.¹

¹ГЕОХИ РАН (Москва), stepanov.km@geokhi.ru

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВНИЕ ДОЛОМИТА С КЛИНОПИРОКСЕНОМ В СИСТЕМАХ $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 \pm \text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \pm \text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ ПРИ 3-6 ГПа

Транспорт углерода в мантию Земли осуществляется посредством субдукции карбонатов в составе гидротермально измененных океанических плит. Частичное плавление этих плит определяет количество и глубину погружения углерода и сопровождается образованием карбонатных расплавов. Предполагается, что эти расплавы играли важную роль в мантийном метасоматозе и генерации кимберлитовых магм, а также обеспечивали образование природных алмазов. Вместе с тем, существующие экспериментальные данные имеют значительные расхождения по температурам солидуса системы эклогит- CO_2 (Yaxley, Brey 2004; Dasgupta et al. 2004), достигающие нескольких сотен градусов при 3-7 ГПа. Возможно, что эти расхождения связаны с различием в концентрациях натрия в исследованных системах. Чтобы это выяснить в данной работе были изучены системы $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 \pm \text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \pm \text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ при 3-6 ГПа, в диапазоне температур от 850 до 1700 °C (рисунок 1). В результате были определены реакции плавления, составы карбонатных расплавов и температуры их образования. На основании этих данных сделаны выводы о реакциях плавления в сложных эклогитовых системах и о влиянии натрия на эти реакции.

В 1994 Yaxley и Green экспериментально изучили поведение гидротермально изменённых базальтов океанических плит при давлениях от 1,5 до 3,5 ГПа и температурах 700-1000 °C. В результате опытов было установлено, что карбонаты остаются стабильны до давлений 3,5 GPa (что соответствует 100 км) и температур 1000 °C, даже в присутствии силикатного расплава. Таким образом, было доказано, что одним из основных метасоматизирующих агентов в верхней мантии являются карбонатные расплавы.

В работе Shatskiy et.al., 2017 было исследовано влияние K и Na на температуры солидусов систем клинопироксен-магнезит при 6 ГПа. Авторы пришли к заключению, что реакция клинопироксена с Mg-карбонатами, контролирующая солидус карбонатизированного лерцолита, очень чувствительна к составу карбоната. Температура солидуса понижается на 350 °C, если солидусный расплав обогащён K, но в случае Na-содержащей системы, весь натрий (при Al/Na>1) входит в состав клинопироксена в качестве жадеитового минала ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$) и понижение температуры не превышает 50 °C.

В 2004 году, Yaxley и Brey экспериментально исследовали систему эклогит- CO_2 . Был установлен солидус системы системы $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{CO}_2$ ($\text{NaCMAS}-\text{CO}_2$), который находится на 1175 °C при 3 ГПа и на 1310 °C при 5,0 ГПа (рис. 1). Близкие температуры солидусов системы NCMAS- CO_2 и CMAS- CO_2 (Dalton and Presnall, 1998) указывают на то, что присутствие натрия в виде жадеитового минала понижает температуру плавления не более чем на 50 °C, то есть не вносит существенного вклада в плавление. Однако в работе Dasgupta et.al., 2004 солидус системы

карбонатизированный эклогит установлен на 300 °C ниже, образование карбонатного расплава при 3,0 и 5,5 ГПа было обнаружено уже при 1050 °C. Ключевым фактором, объясняющим различия с системой CMAS-CO₂ по мнению авторов, является влияние натрия в жадените. Таким образом, предшествующие данные по сложным эклогитовым системам плохо согласуются, оставляя открытый вопрос об участии жадеита в солидусной реакции карбонатизированного эклогита. Остаются неясными температура и протекания реакции, её продукты, а самое главное, состав расплава. Чтобы установить принципиальную возможность участия жадеитового минала в солидусных реакциях, нами были изучены системы Jd-Dol, Di-Jd-Dol и Di-Dol при 3 и 6 ГПа. Эксперименты были проведены на одноосном гидравлическом прессе с усилием 1500 тонн DISCOVERER в ГЕОХИ РАН. Калибровку давления при комнатной температуре проводили путем мониторинга изменений сопротивления Ві при 2,5 и 7,7 ГПа (Decker et al. 1972). Калибровку давления при высокой температуре (1100 °C) проводили с использованием известных фазовых переходов в SiO₂ (кварц-коэсит) (Bohlen and Boettcher, 1982) и CaGeO₃ (Ono et.al., 2011). Отклонение давления от желаемых значений при нагреве до 900–1900 °C в ячейке и нагрузке пресса не превышало ± 0,5 ГПа.

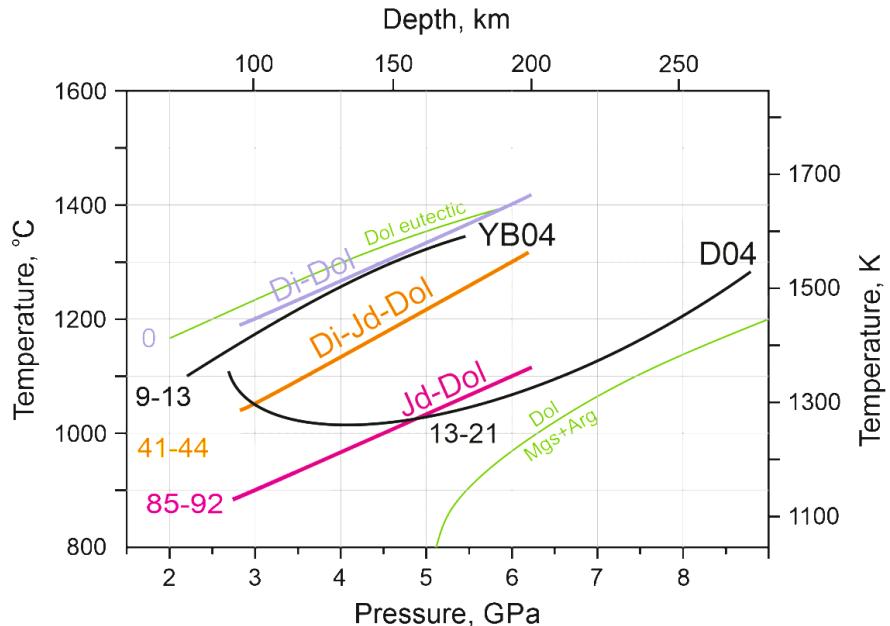


Рис. 1. Солидусы системы карбонатизированного эклогита из работ (Yaxley, Brey, 2004) (YB04) и (Dasgupta et.al., 2004) (D04) в сравнении с солидусами данной работы (Di-Dol, Di-Jd-Dol, Jd-Dol). Зелёным обозначена область устойчивости доломита (Byob et.al., 2006; Shatskiy et.al., 2018). Цифрами обозначены концентрации жадеитового минала в солидусном клинопироксене, мол%

После завершения экспериментов графитовые кассеты были разрезаны с использованием низкоскоростной алмазной пилы, толщиной 300 микрон, для получения вертикальных сечений образцов. Полученные образцы помещали в эпоксидную смолу и полировали под маловязким спреем WD-40 с использованием наждачной бумаги с зернистостью 400, 1000 и 1500 меш, и алмазной пастой с зернистостью 3 мкм. Поверхность образца очищалась на каждом этапе полировки. Для удаления масла после полировки использовался бензин. Чистые образцы хранили в бензине до нанесения углеродного покрытия и загрузки в сканирующий электронный микроскоп. Результаты опытов были исследованы с помощью электронной микроскопии в ИГМ СО РАН. Для химического анализа представленных фаз использовались растровая электронная сканирующая микроскопия (SEM) совместно с энергодисперсионной спектроскопией (EDS). Образцы исследовали на сканирующем электронном микроскопе MIRA 3 LMU (Tescan Orsay Holding) с системой микроанализа Inca – Energy 450 XMax 80 Oxford Instruments. Принцип действия аппарата: образцы облучаются сфокусированным пучком электронов в вакууме, в результате чего происходит возбуждение атомов поверхностного слоя. Переход в нормальное состояние атомов сопровождается эмиссией специфичного для каждого элемента рентгеновского излучения, которое улавливается волнодисперсионными спектрометрами, сортирующими его по длинам волн для качественного определения элементов. Количественный анализ происходит путём сравнения интенсивности рентгеновских линий образца и эталона. При 3 ГПа система Di-Dol была исследована в работе Lee et.al., 2000, где наблюдалось эвтектическое плавление системы

аналогичного состава при 1300 °C. В результате наших исследований, температура солидуса была установлена на 100 °C ниже, при 1200 °C. Солидус данной системы контролируется плавлением доломита, а близость составов солидусного расплава к эвтектике бинарной системы $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3$ свидетельствует о незначительном влиянии кремнезёма на солидус системы. При 6 ГПа система CMS-CO₂ была экспериментально изучена в работах (Canil and Scarfe, 1990) и (Shatskiy et.al., 2017), где солидус был установлен при 1300 и 1400 °C соответственно. Результаты нашей работы свидетельствуют, что температура плавления системы Di-Dol составляет 1400 °C при 6 ГПа. При параметрах экспериментов, проведённых в рамках данной работы, жадеит находится вне поля стабильности и образует с диопсидом клинопироксен промежуточного состава – омфацит. В системе Jd-Dol температура солидуса при 3 ГПа установлена при 900°C на основании литературных данных, потому что экспериментально это неосуществимо из-за низких степеней плавления. В образцах первые капли расплава удалось проанализировать только при 1000 °C, но, согласно фазовым взаимоотношениям в системе $\text{Na}_2\text{CO}_3\text{-CaCO}_3\text{-MgCO}_3$ (Podborodnikov et.al., 2019), плавление должно происходить при 900 °C, а в субсолидусной ассоциации присутствуют шортит ($\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{CO}_3)_3$) и эйтелит ($\text{Na}_2\text{Mg}(\text{CO}_3)_2$). Также об этом свидетельствуют находки корунда при 925 °C. В системах, моделирующих природный карбонатизированный эклогит, концентрация жадеита в солидусном клинопироксене оценивается на уровне 9-13 мол% (Yaxley and Brey, 2004) и 13-25 мол% (Dasgupta et.al., 2004). При таких концентрациях солидус системы эклогит-CO₂ близок к солидусам системы CMAS-CO₂ (Dalton and Presnall, 1998) и более простой CM-CO₂ (Byob et.al., 2006, Shatskiy et.al., 2018). Вместе с тем, повышение концентраций жадеитового минала должно приводить к понижению температуры солидуса системы. Эти данные не согласуются с данными Dasgupta, 2004, в их работе положение солидуса варьирует в пределах 1000-1050 °C, при тех же параметрах. В работе Dasgupta et.al., 2004 было предположено, что понижение солидуса системы карбонатизированного эклогита связано с присутствием натрия в Сpx. Однако, согласно нашим данным, концентрации жадеитового минала, установленные в субсолидусном клинопироксене в работе Dasgupta et.al., 2004, не могут объяснить столь значительное понижение солидуса системы. Вместе с тем, наши данные хорошо согласуются с работой Yaxley and Brey, 2004, где низкие концентрации жадеитового минала не приводят к существенному понижению температуры солидуса. При 3 и 6 ГПа натрий концентрируется преимущественно в виде жадеитового минала в клинопироксене, поэтому система карбонатизированного эклогита ведёт себя как бесщелочная, из-за чего солидус в работе Yaxley and Brey близок к солидусам системы $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{+CaMg}(\text{CO}_3)_2$ и $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3$.

Максимальное содержание жадеитового минала в клинопироксене, существующем с доломитом составляет 85 мол % при 3 ГПа и 92 мол % при 6 ГПа.

Благодарности. Работа выполнена в ГЕОХИ РАН по теме НИР FMMZ-2024-0056.

Список литературы

1. Buob A, Luth RW, Schmidt MW, Ulmer P (2006) Experiments on $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3$ solid solutions at high pressure and temperature. *American Mineralogist* 91(2–3):435–440
2. Dasgupta R., Hirschmann M.M., Withers A.C. Deep global cycling of carbon constrained by the solidus of anhydrous, carbonated eclogite under upper mantle conditions//*Earth and Planetary Science Letters*, 2004, Vol. 227, No. 1-2, P. 73-85.
3. Lee W.J., Huang W.L., Wyllie P. Melts in the mantle modeled in the system $\text{CaO}\text{-MgO}\text{-SiO}_2\text{-CO}_2$ at 2.7 GPa//*Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2000, Vol. 138, No. 3, P. 199-213.
4. Liu L.G. Phase relations in the system diopside-jadeite at high pressures and high temperatures//*Earth and Planetary Science Letters*, 1980, Vol. 47, No. 3, P. 398-402.
5. Podborodnikov I.V., Shatskiy A., Arefiev A.V., Litasov K.D. Phase relations in the system $\text{Na}_2\text{CO}_3\text{-CaCO}_3\text{-MgCO}_3$ at 3 ГПа with implications for carbonatite genesis and evolution//*Lithos*, 2019, Vols. 330-331, P. 74-89.
6. Shatskiy A., Litasov K.D., Sharygin I.S., Egonin I.A., Mironov A.M., Palyanov Y.N., Ohtani E. The system $\text{Na}_2\text{CO}_3\text{-CaCO}_3\text{-MgCO}_3$ at 6 ГПа and 900–1250°C and its relation to the partial melting of carbonated mantle//*High Pressure Research*, 2016, Vol. 36, No. 1, P. 23-41.
7. Shatskiy A., Podborodnikov I.V., Arefiev A.V., Litasov K.D., Chanyshhev A.D., Sharygin I.S., Karmanov N.S., Ohtani E. Effect of alkalis on the reaction of clinopyroxene with Mg-carbonate at 6 ГПа: Implications for partial melting of carbonated lherzolite//*American Mineralogist*, 2017, Vol. 102, No. 9, P. 1934-1946.
8. Shatskiy A., Podborodnikov I.V., Arefiev A.V., Minin D.A., Chanyshhev A.D., Litasov K.D. Revision of the $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3$ phase diagram at 3 and 6 ГПа//*American Mineralogist*, 2018, Vol. 103, No. 3, P. 441-452.
9. Yaxley G.M., Brey G.P. Phase relations of carbonate-bearing eclogite assemblages from 2.5 to 5.5 ГПа: implications for petrogenesis of carbonatites//*Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2004, Vol. 146, No. 5, P. 606-619.
10. Yaxley G.M., Green D.H. Experimental demonstration of refractory carbonate-bearing eclogite and siliceous melt in the subduction regime//*Earth and Planetary Science Letters*, 1994, Vol. 128, No. 3-4, P. 313-325.

Сучков Д.В.

Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Suchkov_DV@pers.spmi.ru

УТИЛИЗАЦИЯ ГИПСОСОДЕРЖАЩИХ ОТХОДОВ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОГО КОМПЛЕКСА

Введение. Проблема утилизации гипсодержащих отходов, таких как фосфогипс (ФГ), является одной из ключевых экологических и ресурсных задач современности. Фосфогипс – крупнотоннажный отход переработки фосфатных руд, образующийся в объёме более 150 млн тонн ежегодно, из которых 10% приходится на Россию. Низкий уровень его переработки (2–4%) и накопление на полигонах (около 300 млн тонн) создают значительную нагрузку на окружающую среду, включая загрязнение водных ресурсов и отчуждение земель (Литвинова и др., 2023).

Актуальность исследования обусловлена необходимостью поиска эффективных способов утилизации ФГ, соответствующих стратегическим документам РФ, таким как Стратегия научно-технологического развития и Стратегия развития минерально-сырьевой базы до 2035 года. В работе предложен инновационный подход — карбонатная конверсия ФГ с получением крупнодисперсного фосфомела (ФМ), что позволяет не только снизить экологическую нагрузку, но и вовлечь отходы в хозяйственный оборот.

Цель исследования — разработка технологии глубокой переработки ФГ, обеспечивающей снижение негативного воздействия на окружающую среду и получение востребованной продукции для химико-металлургической промышленности.

Материалы и методы. В работе использованы системный анализ, теоретические методы термодинамики и кинетики химических реакций, методы математического моделирования, экспериментальные исследования с применением современных методов анализа.

Объектом исследования является фосфогипс, состоящий преимущественно из $\text{CaSO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (дигидрат или полугидрат сульфата кальция) с примесями тяжёлых металлов, редкоземельных элементов и продуктов неполного разложения сырья. Исследовались образцы ФГ с предприятий России, включая гипсонакопители в Северо-Западном регионе. Для определения состава и структуры исходных и полученных материалов применялись методы рентгенофазового, химического и электронно-микроскопического анализов (Litvinova et al., 2022). Структура исследования представлена ниже:

1. Анализ состава и свойств ФГ.
2. Карбонатная конверсия ФГ – обработка ФГ раствором Na_2CO_3 при варьируемых условиях (табл.1):

Таблица 1. Условия карбонатной конверсии фосфогипса

Параметр	Ед. изм	Значение
Концентрация карбонатного раствора	г/дм ³	200-300
Температура	°C	40-105
Продолжительность контакта фаз	мин	1-180
Ж : Т (отношение жидкой и твердой фаз по массе)		2 : 1 → 10 : 1

3. Оценка продуктов конверсии:

• Определение степени превращения ФГ в CaCO_3 (%) по остаточному содержанию серы (методика автора);

- Анализ дисперсности ФМ (D_{50} и D_{90} , мкм) с помощью лазерной гранулометрии;
- Фильтрация пульпы и оценка скорости процесса (с^{-1}).

4. Эколого-экономический анализ:

- Расчёт материального баланса процесса;
- Оценка капитальных и эксплуатационных затрат, срока окупаемости.

Результаты и обсуждение. Исследование воздействия гипсонакопителей на окружающую среду показало серьезное превышение допустимых концентраций загрязняющих веществ в подотвальных водах. Эти данные свидетельствуют о формировании устойчивых техногенных потоков загрязнения, особенно выраженных в регионах с влажным климатом, где традиционные методы изоляции отходов оказываются неэффективными.

Экспериментальная часть работы выявила принципиальную зависимость процесса карбонатной конверсии фосфогипса от температурных условий. При температурах ниже 80°C реакция протекает в

диффузионном режиме, приводя к образованию мелкодисперсного карбоната кальция с размером частиц менее 29 мкм. Повышение температуры до 90-105°C переводит процесс в кинетическую область с энергией активации 89,9 кДж/моль, что обеспечивает практически полное превращение исходного сырья (до 98,8%) и формирование более крупных частиц продукта (свыше 45 мкм).

Оптимальные параметры процесса включают использование раствора Na₂CO₃ концентрацией 250-275 г/дм³ при соотношении жидкой и твердой фаз 10:1 и продолжительности обработки 2-3 часа. Такие условия позволяют достичь высокой скорости фильтрации пульпы (до 0,09 см⁻¹) и получить продукт с заданными характеристиками (рис. 1).

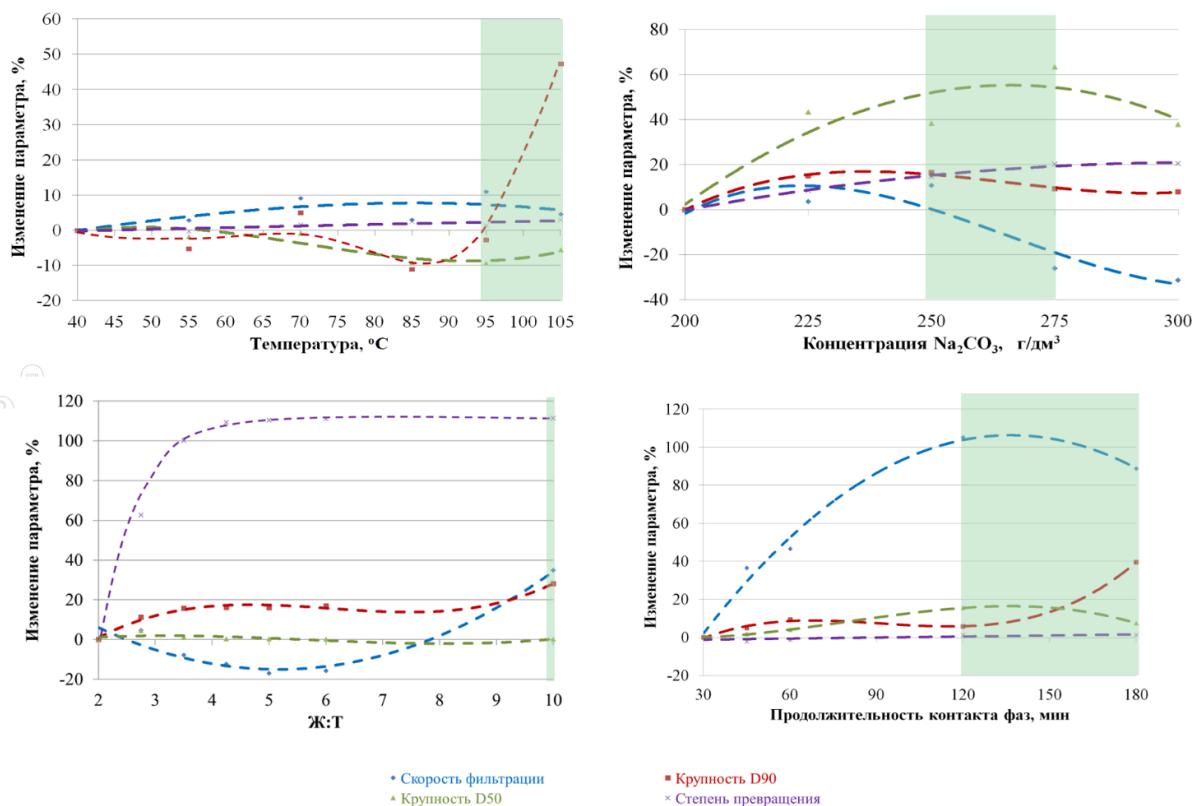


Рис. 1. Результаты исследования и обоснование рекомендуемых диапазонов параметров процесса карбонатной конверсии

Заключение. Получаемый фосфомел с удельным выходом 0,59 т на тонну переработанного фосфогипса демонстрирует перспективность использования в металлургической промышленности, в частности при производстве флюсов. Параллельно образуются товарный сульфат натрия, а процесс связывания диоксида углерода из дымовых газов позволяет утилизировать до 0,84 кг CO₂ на каждую тонну перерабатываемого отхода.

Эколого-экономическое обоснование проекта представлено на рисунке 2; срок окупаемости с учетом дисконтирования составляет 4 года при проектной мощности комплекса по утилизации 32 тыс. т фосфогипса в год.

Общие капитальные затраты, млн руб.	Общие эксплуатационные затраты, млн руб./год	Доход, млн руб./год			Предотвращенный экологический ущерб от размещения отходов
		Экономия на платежах за размещение отхода	Доход от продажи продукции	Общий доход	
2500,0	78,0	0,5	868,0	868,5	40,4 млн руб./год

Рис. 2. Эколого-экономические показатели проекта

Разработанный подход комплексно решает проблему утилизации фосфогипса, сочетая экологические преимущества с экономической целесообразностью. Получение крупнодисперсного

продукта расширяет возможности его промышленного применения, а интеграция процесса с утилизацией CO₂ способствует снижению углеродного следа предприятий.

Реализация предложенной технологии на промышленном уровне позволит существенно улучшить экологическую ситуацию в регионах размещения предприятий по переработке фосфатного сырья, одновременно обеспечив экономическую выгоду за счет рационального использования вторичных ресурсов.

Список литературы

1. Литвинова, Т.Е. Химически осажденный фосфомел (CaCO₃) как полезный продукт утилизации фосфогипса / Т.Е. Литвинова, Д.В. Сучков, С.А. Герасёв // Управление техносферой: электрон. журнал. 2023. Т.6. Вып.3. С. 435–450.
2. Litvinova, T.E. Comprehensive approach to the utilisation of technogenic waste from the mineral resource complex / T.E. Litvinova, D.V. Suchkov // Mining informational and analytical bulletin (scientific and technical journal). 2022. № 6-1. PP. 331 348. DOI: 10.25018/0236_1493_2022_61_0_331.

Ушакова С.А.¹, Сафонов О.Г.^{1,2}, Козловский В.М.³, Япаскурт В.О.²

¹ ИЭМ РАН, Черноголовка, sonya.ushakova.2017@gmail.com

² Геологический факультет МГУ, Москва

³ ИГЕМ РАН, Москва

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И МОДЕЛИ ОБРАЗОВАНИЯ ЭНДЕРБИТОВ И ЛЕЙКОГРАНИТОВ МАССИВА ПОНЬГОМА-НАВОЛОК, КАРЕЛИЯ: РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ИССЛЕДОВАНИЙ

Архейские гранит-эндербитовые комплексы являются ключевыми объектами для изучения процессов эволюции континентальной коры в докембрии. Они широко развиты в пределах Беломорского подвижного пояса Карелии, однако первичные магматические особенности большинства пород часто утрачены вследствие наложенного палеопротерозойского метаморфизма (Козловский и др., 2023). Массив Поньгома-Наволок (Сев. Карелия) представляет собой исключительный объект, поскольку в нем хорошо сохранились архейские и раннепротерозойские гранитоиды, заключённые между региональными зонами пластических деформаций палеопротерозойского возраста (Козловский и др., 2023).

Массив Поньгома-Наволок расположен в центральной части Беломорского подвижного пояса, на границе Западно-Беломорского и Восточно-Беломорского доменов. Основу массива составляют двупироксеновые эндербиты с возрастом ~2.73 млрд лет. Поздняя дайковая фаза представлена жилами пегматоидных и мелкозернистых лейкогранитов. В пределах массива также широко распространены блоки амфиболитов, вероятно представляющие собой останцы кровли или стенок магматической камеры, захваченные внедряющимся эндербитовым расплавом.

Петрологические, геохимические исследования и моделирование фазовых ассоциаций (PERPLE_X) показывают, что эндербитовый расплав мог образоваться при частичном плавлении амфиболитов при 10.5–11 кбар и 900–950 °C. Этот вывод был проверен в серии экспериментов при давлениях 7, 10 и 15 кбар и температурах 800–1000 °C по частичному плавлению амфиболита, содержащего первичный гранат, из обрамления массива. Эксперименты продемонстрировали формирование тоналитового расплава совместно с пироксенами в ходе перитектического плавления ассоциации амфибол+плагиоклаз. Причем расплавы, наиболее близко соответствующие составу эндербитов, образуются при температурах около 950 °C и давлении 11 кбар.

Происхождение лейкогранитов массива остаётся дискуссионным. Согласно первой гипотезе, лейкограниты могли образоваться в ходе дифференциации эндербитовой магмы с накоплением SiO₂, K₂O и летучих компонентов (H₂O, F, Cl) [Козловский и др., 2023]. Альтернативная гипотеза рассматривает лейкограниты как результат метасоматической переработки эндербитов при взаимодействии с внешними флюиидами, сопровождавшейся частичным плавлением [Король, 2018].

Эксперименты с флюидом H₂O–CO₂–KCl при 5 кбар и 800–900 °C показали возможность возникновения расплава, по составу близкого к лейкогранитам, за счёт реакций ортопироксена и биотита с плагиоклазом в эндербитах при участии указанного флюида. Это подтверждает заметную роль метасоматических процессов на поздних этапах формирования массива Поньгома-Наволок.

Таким образом, сочетание петрологических, геохимических и экспериментальных данных позволило предложить комплексную модель формирования массива Поньгома-Наволок, включающую как магматические, так и метасоматические процессы, реализовавшиеся в условиях температур и давлений, типичных для архейской континентальной коры.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 25-47-00073.

Список литературы

1. Козловский В.М. и др. (2023) Источник и условия генерации гранитоидных расплавов в архейских чарнокит-эндербитовых комплексах Карелии (на примере массива Поньгома-Наволок) // Геохимия. Т. 68. № 11. С. 1113–1132.
2. Король Н.Е. (2018) Метаморфическая эволюция Поньгомнаволокского гранулит-эндербит-чарнокитового комплекса // Труды КарНЦ РАН. № 11. С. 34–56.

Фатеева А.А.¹, Степанова А.В.¹, Ерофеева К.Г.²

¹Институт геологии Карельского научного центра РАН, anjafateeva@mail.ru

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ: СОСТАВ И ОЦЕНКА ВОЗРАСТА

При реконструкции истории формирования раннедокембрийской континентальной коры и проведении региональных корреляций, определяющее значение имеет изучение химического состава, возраста и условий формирования гранитоидов. В частности, это актуально для Беломорской провинции, которая является раннедокембрийским полициклическим складчатым поясом, где исследование гранитоидов является важным компонентом для разделения архейских и палеопротерозойских корообразующих процессов. Считается, что основной объем континентальной коры Беломорской провинции был сформирован в мезо- неоархее (Слабунов, 2008 и ссылки в этой работе). Вместе с тем, геохронологические исследования выявили несколько палеопротерозойских гранитоидных массивов в центральной части Беломорской провинции (Корсакова и др., 2011).

Объектом данного исследования являются гранитоиды, которые обнажаются в районе Кемского архипелага (восточная часть Беломорской провинции). По геологической позиции и степени тектонической переработки возраст их формирования может быть как неоархейским, так как породы секутся типичными для Беломорской провинции дайками палеопротерозойских базитов (Stepanova et al., 2022), так и палеопротерозойским.

Граниты и гранодиориты были изучены на о. Большой Топ, который представляет собой крайний восточный выход раннедокембрийских пород на траверсе Кемь-Соловки, и на о. Ряволуда, занимающем крайнюю северо-восточную позицию в Кемском архипелаге.

В пределах каждого из островов гранитоиды достаточно однородны, различаются количеством темноцветных минералов и мафических включений. Гранитоиды метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, содержат гранат и роговую обманку. По химическому составу породы относятся к умеренно-щелочным гранитам и гранодиоритам толеитовой серии и характеризуются высокими содержаниями Al_2O_3 и TiO_2 при низких содержаниях CaO и MgO . По характеру распределения рассеянных элементов (Y, Ga, Nb) относятся к внутриплитным гранитоидам A2 типа.

Циркон был выделен из гранодиоритов о. Большой Топ, о. Ряволуда и мигматитов. Во всех трех пробах в кристаллы циркона обладают дипирамидно-призматической формой с параметром удлинения 2.5 – 3. Преобладают прозрачные бесцветные кристаллы, содержащие бесцветные и темные включения.

Внутреннее строение зерен циркона было изучено методом катодолюминесценции (CL). В цирконе из гранодиоритов о-вов Большой Топ и Ряволуда отчетливо проявлена осцилляторная зональность, характерная для циркона, кристаллизовавшегося из расплава. Зерна циркона не содержат ядер и не имеют светлых кайм метаморфического происхождения, которые характерны для циркона из пород Беломорской провинции.

U-Th-Pb изучение циркона из гранитоидов о. Большой Топ и о. Ряволуда методом LA-ICP-MS показало, что конкордантный возраст циркона совпадает в пределах ошибки и составляет ~2.45 млрд лет. С учетом морфологических особенностей и внутреннего строения зерен циркона, этот возраст может рассматриваться как возраст кристаллизации гранитоидов.

Изученные гранитоиды по составу и возрасту близки к породам Кривопорожского массива (Корсакова и др., 2011), а также являются возрастными аналогами сумийских кислых вулканитов, гранитов (чарнокитов) Топозерского массива и гранитов нуорруненского типа в северной части Карельского кратона (Буйко и др., 1995, Ранний докембрий, 2005). Таким образом, полученные данные указывают на более широкое, чем предполагалось ранее, распространение гранитоидов с возрастом 2.45 млрд лет в Беломорской провинции и в восточной части Фенноскандинавского щита. Это является с одной стороны дополнительным аргументом в пользу общности раннепалеопротерозойской истории Карельской и Беломорской провинций Фенноскандинавского щита, а с другой стороны, показывает масштабность плюм-литосферного взаимодействия 2.45 млрд лет назад.

Список литературы

1. Буйко А. К., Левченков О. А., Турченко С. И., Друбецкой Е. Р. Геология и изотопное датирование сумийско-сариолийского комплекса северной Карелии (Паанаярви-Ципрингская структура) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995. № 4 (3).
2. Корсакова М. А., Мыскова Т. Н., Иванов Н. М. Комплексы сумийских гранитоидов юго-восточной части Северо-Карельской зоны // Труды КарНЦ РАН, 2011
3. Ранний докембрий Балтийского щита под ред. В. А. Глебовицкий, Санкт-Петербург: Наука, 2005, 711 с.
4. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008, 296 с.

Филатова О.Р., Лубкова Т.Н., Яблонская Д.А.

МГУ имени М.В. Ломоносова, Геологический факультет, filatovaor@my.msu.ru

МОДЕЛИРОВАНИЕ СОСТАВА ДРЕНАЖНЫХ ВОД В ЗОНЕ РАЗВИТИЯ МЕДНО-ПОРФИРОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Медно-порфировые месторождения являются важнейшим источником меди с попутным извлечением золота, серебра, молибдена и других компонентов. В России около четверти всех запасов меди приходится на долю медно-порфировых руд, одним из крупнейших объектов является месторождение Песчанка (Чукотский АО). При разработке медно-порфировых месторождений на дневной поверхности формируются значительные по объему отвалы сульфидсодержащих геологических материалов, что может приводить к развитию процессов выветривания, формированию кислых высокометальных дренажных вод и трансформации состава поверхностных вод территории.

На начальном этапе освоения месторождений проводят работы в рамках ОВОС, включающие, в том числе, оценку рисков формирования кислых дренажных вод по данным статических и кинетических тестирований (для месторождения Песчанка такие исследования были выполнены ООО «ВНИИ-1» в 2015 г. и Центром по экологической оценке «Эколайн» в 2020 г.).

Моделирование состава дренажных вод осуществляется, как правило, в статическом режиме: в зарубежной практике проводят процедуру SPLP-теста (Synthetic Precipitation Leaching Procedure) (Method 1312, 1994); в отечественной практике распространение получили водные вытяжки, состав которых отражает количество легкорастворимых компонентов в геологических материалах (Abrosimova et al., 2015). Интерпретация результатов анализа водных вытяжек может быть использована для релевантной оценки состава дренажных вод на начальном этапе складирования пород, когда степень выветривания материалов минимальна.

При длительном складировании в отвалах сульфидсодержащих пород роль процессов выветривания возрастает; происходит окисление сульфидов и растворение карбонатов и силикатов с частичной или полной нейтрализацией образованной в теле отвала кислоты. Моделирование активной фазы этих процессов осуществляется в ходе пероксидного эксперимента, или NAG-теста (Net Acid Generation test) (Stewart et al., 2006). В ходе NAG-теста образец породы обрабатывается раствором перекиси водорода, которая быстро окисляет сульфиды с образованием кислоты с одновременным растворением нейтрализующих минералов. Состав пероксидных вытяжек в первом приближении характеризует состав дренажных вод на стадии активного выветривания (в реально существующих отвалах таких экстремальных окислительных условий, как правило, не наблюдается).

В работе моделирование состава дренажных вод проводилось для сульфидсодержащих вмещающих пород медно-порфировых объектов Баймской рудной зоны (месторождение Песчанка, рудопроявления Находкинского рудного поля – участки Находка, Прямой, III Весенний), являющейся

частью Олойской металлогенической зоны. Au-Mo-Cu-порфировое оруденение территории приурочено в телам раннемелового сиенит-монцонитового егдыгычского plutонического комплекса, интрузивные тела которого прорывают верхнеюрские вулканогенно-осадочные отложения. На месторождении Песчанка и рудопроявлениях Находкинского поля развиты метасоматические изменения пород (калишпатизация, серicitизация, пропилитизация, аргиллизация). Рудные тела представляют собой зоны прожилково-вкрашенных руд и штокверков кварцевых и кварц-карбонатных жил, приуроченных к зонам повышенной трещинноватости вблизи крупных разломов. Главные рудные минералы - пирит, борнит, халькопирит, редко - молибденит. В рудопроявлениях Находкинского поля обнаружены галенит, сфалерит, блеклые руды, а также прослеживается слабо выраженная зона вторичного сульфидного обогащения (Николаев и др., 2016).

Геохимические тесты проводили для 25 образцов керна 8 разведочных скважин (месторождение Песчанка (6 образцов) и рудопроявления Находкинского рудного поля (19 образцов)), представленных монцодиоритами, монцодиорит-порфирами, диоритами, андезитами, вулканогенно-осадочными породами и породами зоны пиритизации, отобранными с глубин 60-290 м. Средний состав вмещающих пород представлен в табл. 1. Исследуемые породы по петрохимическому составу в целом близки к среднему составу верхней части земной коры (Rudnick, Gao, 2003). Поскольку во вмещающих породах присутствуют сульфидные минералы (преимущественно пирит и халькопирит, S_{сульфид} до 20%), содержание железа повышено относительно среднего содержания в земной коре. Содержание рудных и сопутствующих элементов варьирует в следующих диапазонах: Cu - от 0.04 до 3.7%, Mo – от 5 до 2900 мг/кг, Pb – от 15 до 2000 мг/кг, Zn – от 30 до 6200 мг/кг.

Таблица 1. Средний состав вмещающих медно-порфировое оруденение пород Баимской площади

Компонент	Кларк*	Песчанка (n=6)	Находка (n=8)	Прямой (n=2)	III Весенний (n=9)
Основные петрохимические компоненты, %					
SiO ₂	66.6	58.8	51.6	60.7	57.1
Al ₂ O ₃	15.4	15.5	14.0	13.2	14.0
FeO	5.04	9.7	14.3	5.7	9.3
CaO	3.59	1.22	1.23	2.46	3.46
Na ₂ O	3.27	1.35	1.77	3.03	3.31
K ₂ O	2.80	4.45	3.48	5.09	3.28
MgO	2.48	2.08	2.19	2.82	2.62
MnO	0.10	0.24	0.30	0.10	0.10
TiO ₂	0.64	0.33	0.51	0.58	0.37
P ₂ O ₅	0.15	0.25	0.31	0.26	0.21
П.п.п.	-	6.8	10.4	6.0	6.2
Сумма	100.07	100.6	100.2	99.9	99.8
Микроэлементы, мг/кг					
As	4,8	60	156	172	62
Cu	28	2697	1110	1804	2681
Mo	1,1	53	27	120	21
Pb	17	250	108	37	25
Zn	67	580	184	111	105

* - средний состав верхней части земной коры (Rudnick, Gao, 2003)

Состав дренажных вод на начальном этапе складирования геологических материалов в отвалы был оценен по данным анализа водных вытяжек из исследуемых пород. Выщелачивание проводили дистиллированной водой (pH 5.8 ед., удельная электропроводность ~2 мкСм/см) для дробленых образцов (фракция <2 мм), тв:ж=1:4; время взаимодействия – 18 ч. Моделирование состава дренажных вод на стадии активного окисления сульфидов заключалось во взаимодействии навески образца породы (2,5 г) с 250 мл 15% H₂O₂ в течение 18 ч с последующим удалением избытка перекиси при нагревании (NAG-тест). Все экспериментальные растворы были отфильтрованы через беззольный фильтр «синяя

лента» для определения основных характеристик и макросостава; содержание микроэлементов определяли в растворе, отфильтрованном через мембранный фильтр (\varnothing 0,45 мкм).

Водородный показатель растворов определяли на pH-метре-иономере «Эксперт-001» с использованием калибровочных растворов (pH 1.08; 4.0; 7.0; 9.0 ед.); удельную электропроводность (σ) - кондуктометром HM Digital; содержание гидрокарбонат-иона - методом объемного титрования; содержание прочих анионов и основных катионов - методом капиллярного электрофореза с помощью Системы капиллярного электрофореза «Капель-205», приобретенной по Программе развития МГУ. Содержание микроэлементов анализировали методом ИСП-МС. Аналитические процедуры выполнены на базе лабораторного комплекса кафедры геохимии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова.

По данным анализа водных вытяжек, дренажные воды на начальном этапе складирования вмещающих медно-порфировое оруденение пород в отвалы в целом могут характеризоваться как маломинерализованные околонейтральные и слабощелочные (σ варьирует от 120 до 1000 мкСм/см, в среднем – 412 мкСм/см; pH – 7.1 – 8.0 ед., в среднем – 7.6 ед.). Отдельные разности пород могут генерировать дренажные воды с повышенной минерализацией (σ до 2200 мкСм/см) за счет растворения гипса (pH – 6.7 ед.) или сульфатов железа (pH 3.3 – 4.6 ед.). Макрокомпонентный состав вод - сульфатный кальциевый (Песчанка, III Весенний) или сульфатный магниево-кальциевый (кальциево-магниевый) (Прямой, Находка) (диаграмма Пайпера, рис.1).

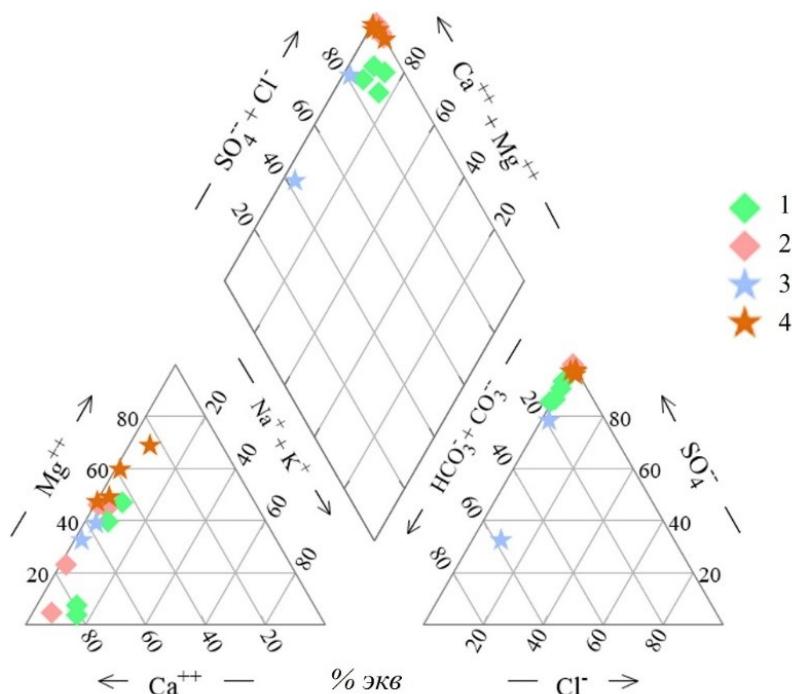


Рис.1. Макрокомпонентный состав потенциальных дренажных вод вмещающих пород и вод водотоков Баймской площади: 1 – дренажные воды на начальном этапе складирования вмещающих пород в отвалы; 2 - дренажные воды на этапе активного окисления сульфидов; 3 – водотоки в зоне смешения и нейтрализации (Находкинское рудное поле); 4 – водотоки, дренирующие медные штокверки и их вторичные ореолы (Находкинское рудное поле)

На диаграмме Пайпера отражены составы вод водотоков на территории Находкинского рудного поля (данные опробования 2015 г.). Водотоки зоны смешения и нейтрализации на удалении от рудных тел характеризуются нейтральным pH (7.1-7.3 ед.), невысокой минерализацией (σ 120-550 мкСм/см), сульфатным или сульфатно-гидрокарбонатным магниево-кальциевым составом. Состав дренажных вод на начальном этапе складирования в целом близок к составу данных водотоков.

По микроэлементному составу дренажные воды на начальном этапе складирования пород могут быть классифицированы как низкометалльные, что также согласуется с данными, полученными для вод зоны смешения и нейтрализации Находкинского рудного поля (рис.2).

В долговременном периоде, по данным NAG-теста, дренажные воды могут характеризоваться как сильнокислые и кислые (pH от 2.0 до 5.4 ед., в среднем – 2.9 ед.) с высокой минерализацией (σ варьирует от 800 до 5300 мкСм/см, в среднем – 2300 мкСм/см). По макрокомпонентному составу воды

стадии активного окисления сульфидов классифицированы как сульфатные кальциевые (Песчанка, III Весенний) или сульфатные магниево-кальциевые (Прямой, Находка).

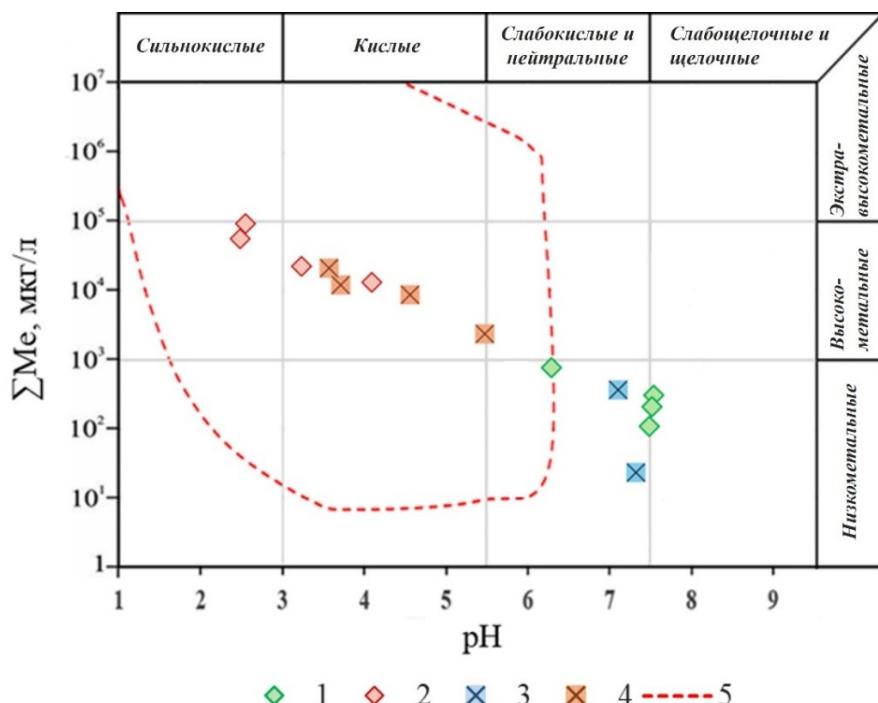


Рис. 2. Классификация потенциальных дренажных вод и вод водотоков Баймской площади по величине pH и сумме микроэлементов (Fe, Mn, Cu, Zn, Pb, Cd, Mo) (по Plumlee, 1999 с изменениями): 1 – дренажные воды на начальном этапе складирования пород в отвалы; 2 – дренажные воды на этапе активного окисления сульфидов; 3 – водотоки в зоне смешения и нейтрализации; 4 – водотоки, дренирующие медные штокверки и их вторичные ореолы; 5 – область распространения кислых дренажных вод

Водотоки, дренирующие медные штокверки и их вторичные ореолы, кислые и слабокислые (pH 3.6 – 5.5 ед.) с электропроводностью 390-870 мкСм/см, сульфатные магниево-кальциевые (кальциево-магниевые). Макрокомпонентный состав подотвальных вод на стадии активного окисления сульфидов близок к составу поверхностных вод, дренирующих медные штокверки и их ореолы (рис.1). Активное окисление сульфидов с учетом невысокой нейтрализующей способности пород (в среднем, 40 кг CaCO₃/т) приведет к образованию высокометаллических вод (рис.2), близких по микроэлементному составу к водотокам, дренирующим медно-порфировые штокверки Находкинского рудного поля.

Полученные данные свидетельствуют о том, что, несмотря на экстремальные окислительные условия NAG-теста, его результаты позволяют объективно прогнозировать состав дренажных вод применительно к объектам данного рудно-формационного типа.

Список литературы

1. Au-Ag минерализация порфирово-эпiterмальных систем Баймской зоны (Западная Чукотка, Россия) / Ю. Н. Николаев, И. А. Бакшеев, В. Ю. Прокофьев и др. // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 4. С. 319–345.
2. Abrosimova N., Gaskova O., Loshkareva A., Edelev A., Bortnikova S. Assessment of the acid mine drainage potential of waste rocks at the Ak-Sug porphyry Cu-Mo deposit // Journal of Geochemical Exploration. 2015. V. 157. P.1-14.
3. EPA Method 1312: Synthetic Precipitation Leaching Procedure (SPLP). – 1994. – 30 p
4. Plumlee G.S., Smith K.S., Montour M.R., Ficklin W.H., Mosier E.L. Geologic controls on the composition of natural waters and mine waters draining diverse mineral-deposit types; in Filipek L.H. and Plumlee G.S., (eds.), The Environmental Geochemistry of Mineral Deposits, Part B. Case Studies and Research Topics: Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology. 1999. V. 6B. P.373–432
5. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust. In: Rudnick, R.L., Ed., Treatise on Geochemistry, Elsevier, Amsterdam. 2003. P.1-64.
6. Stewart W.A., Miller S.D., Smart R.S. Advances in acid rock drainage (ARD) characterisation of mine wastes // Journal of the American Society of Mining and Reclamation. 2006. P.2098-2119

ДИНАМИКА КОНЦЕНТРАЦИЙ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ВОДЕ ИСТОКА Р. АНГАРЫ

Введение. Исток реки Ангары представляет собой уникальный геоэкологический объект исследований, который отражает сток озерных вод оз. Байкал в речную систему. Наблюдения, проводимые в истоке реки, могут показать изменения в составе озера, в частности, динамику и трансформацию его гидрохимических параметров, находящихся под комплексным воздействием природных и антропогенных факторов. Помимо этого, начальное положение в каскаде ангарских водохранилищ определяет ключевую роль истока р. Ангары, как фонового участка при оценке изменений всей Ангарской водной системы. Таким образом, исток р. Ангары, который являясь частью оз. Байкал также считается зоной повышенной экологической чувствительности, обладает исключительной ценностью и выступает стратегически важным объектом для оценки и последующей минимизации экологических рисков в условиях усиливающегося антропогенного прессинга на Байкальскую природную территорию.

Материалы и методы. Исток р. Ангара расположен в зал. Лиственичный на западном берегу южной части оз. Байкал между пос. Листвянка и пос. Порт Байкал. Ранее на основании данных по температурной стратификации вод различных глубин озера установлено (Глазунов, 1963), что в р. Ангару поступают преимущественно воды с глубины около 10 м. Перед весенней и осенней гомотермией глубина, с которой поступает вода, увеличивается до 50 м. Ширина истока реки около 1000 м, глубина от 0,5 м до 6 м. Средний расход воды составляет около 2000 м³/с с максимумом в сентябре-октябре (до 4600 м³/с) и минимумом в марте-апреле (около 1000 м³/с).

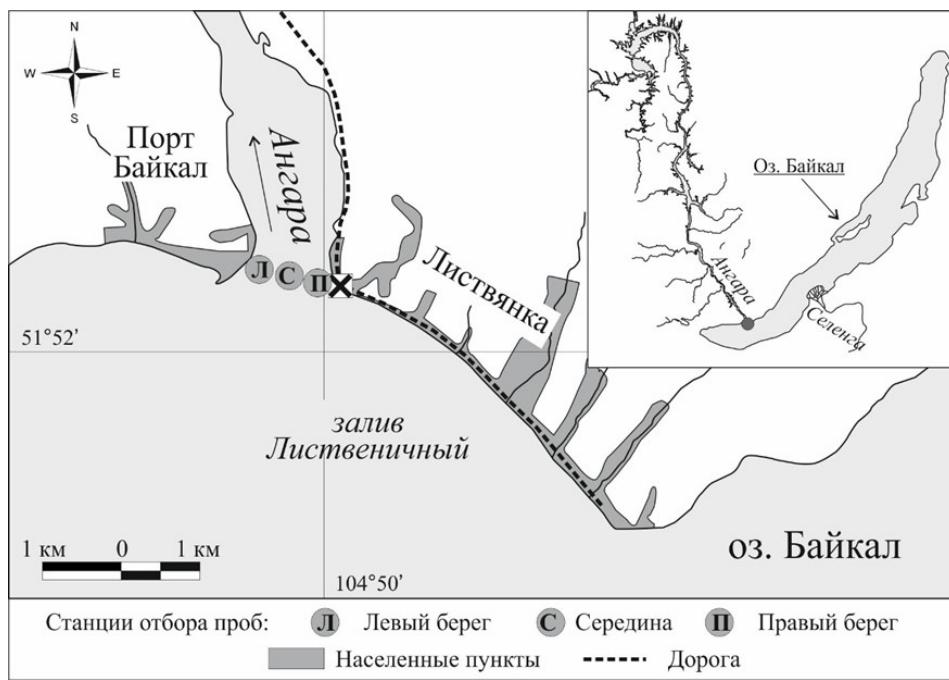


Рис.1. Карта-схема района исследований

Гидрохимические исследования проведены по створу истока р. Ангары (рис.1): левый берег (104°48'46.58" Е 51°52'15.11" N), середина (104°49'14.50" Е 51°52'11.92" N), правый берег (104°49'39.47" Е 51°52'8.61" N). Исследование основано на результатах мониторинговых работ, проведенных в течение одного года ежемесячно. На станциях воды отобраны с поверхностного (0,5 м) слоя воды. После отбора образцы воды на месте фильтровали через одноразовые мембранные фильтры Millipore (0,45 мкм) в полиэтиленовые флаконы и далее подкислены HNO₃ (ultrapure «Merk»). Химический анализ образцов воды осуществлен в центре коллективного пользования «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН (г. Иркутск, Россия). Концентрации микроэлементов определены методом масс-спектрометрии с индуктивной связанный плазмой на масс-спектрометре высокого разрешения с двойной фокусировкой ELEMENT-2 (Thermo Finnigan, Bremen, Германия).

Предел обнаружения для Al составил 0,81 мкг/л, для Mn – 0,37 мкг/л, для Fe – 0,75 мкг/л, для Cu – 0,03 мкг/л, для Zn – 0,64 мкг/л, для As – 0,12 мкг/л, для Cd – 0,002 мкг/л, для Pb – 0,013 мкг/л.

Результаты. Статистические характеристики концентраций Al, Mn, Fe, Cu, Zn, As, Cd, Pb в воде истока р. Ангара приведены в таблице 1. Ранжирование средних значений микроэлементов в истоке р. Ангары наблюдали в следующем порядке: Fe > Zn > Mn > Al > Cu > As > Pb > Cd. Результаты настоящего исследования сопоставимы с результатами, полученными при изучении истока р. Ангара в течение трехлетнего ежемесячного мониторинга (2006-2008 гг.) (Алиева и др., 2011). Наибольшие различия выделены для средних и максимальных концентраций Fe, которые в 2006-2008 гг. выше. Изучение гидрохимического состава средней части оз. Байкал (Склярова, 2011) и вод всего озера (Ветров и др., 2013) показало схожие результаты (табл. 1). Исключение составляют концентрации Zn, которые в исследованиях (Склярова, 2011) меньше, чем в исследованиях (Ветров и др., 2013). В воде истока р. Ангара его концентрации, в большей степени, сопоставляются с средними концентрациями всего оз. Байкал (Ветров и др., 2013). В воде истока реки наиболее близкими с водой озера являются средние концентрации As, концентрации Al, Mn, Fe, Cu, Zn, Cd, Pb в воде истока реки выше (табл. 1).

Таблица 1. Концентрации микроэлементов в воде истока р. Ангара

		Al	Mn	Fe	Cu	Zn	As	Cd	Pb
Исток р. Ангара	Мин- макс	0,90- 10,58	0,12- 12,57	0,88- 19,84	0,23-2,10	0,64- 15,05	0,25- 0,65	0,012- 0,113	<ПО-1,34
	Среднее	2,56	3,59	5,54	0,69	4,46	0,41	0,026	0,25
	SD	2,03	3,22	5,51	0,42	3,61	0,09	0,016	0,39
	Медиана	1,86	2,72	2,96	0,56	3,02	0,40	0,022	0,08
Исток р. Ангара (Алиева и др., 2011)	<u><ПО- 24,23*</u>	<u><ПО-18,8 3,89</u>	<u><ПО- 117,0 2,93</u>	<u>0,13-2,52 18,8</u>	<u>0,62</u>	<u><ПО-11,13 2,11</u>	<u><ПО- 0,98 0,46</u>	<u><ПО- 0,024 0,011</u>	<u><ПО-0,29 0,05</u>
Озеро Байкал (Склярова, 2011)	0,34- 1,15	0,06- 0,33	0,26-1,12	0,16-0,25	0,24-0,56	0,40- 0,41	0,008	0,010- 0,036	
Озеро Байкал (Ветров и др., 2013)	0,1-1,0 0,38	0,01-0,53 0,13	0,1-1,6 0,38	0,2-1,0 0,21	0,4-4,3 3,2	0,3-0,5 0,40	0,001- 0,010 0,008	<0,02	

* Минимальное-максимальное значение в числителе, среднее значение в знаменателе.

В истоке р. Ангары в разные месяцы отбора проб повышение концентраций Al, Mn, Fe, Cu, As, Cd, Pb зафиксировано в воде левого берега, по сравнению с серединой створа, Mn, Fe, Cu, Zn, As, Cd – в воде правого берега. Это может быть связано с заброшенным грузопассажирским портом, а также паромной переправой, которая функционирует круглый год. Применение противообрастающих красок, металлов и стальных сплавов являются важным источником поступления широкого круга микроэлементов в водные объекты в районе судостроительных верфей, пристаней и яхт-клубов (Valero et al., 2020; Umbría-Salinas et al., 2021). Главным источником элементов антропогенного происхождения является пос. Листвянка, на территории которого широко развита туристическая инфраструктура. Поступление микроэлементов в р. Ангару связано с расположенной на побережье автомобильной дорогой. Дорожные отложения, которые содержат высокие концентрации Zn, Cu, Pb и Cd (Gunawardana et al., 2012), могут рассеиваться в окружающую среду или загрязнять водоемы через дождевые стоки (Wang et al., 2017). Антропогенное воздействие от пос. Листвянка связано и с канализационными очистными сооружениями, которые не соответствуют требованиям природоохранного законодательства. Изучение поверхностных и грунтовых вод в районе поселка показало загрязнение подземных вод, субаквальная разгрузка которых влияет на увеличение концентраций Zn и Pb в придонной воде прибрежной зоны озера (Сутурин, 2016). Изменение состава прибрежных вод в работе (Воробьева и др., 2009) связывают с растворением горных пород и почв, механическим сносом с береговой линии и атмосферным переносом.

Корреляционный анализ Пирсона считается качественным методом, который может показать аналогичные источники поступления элементов (Tian et al., 2022). Для исследуемой выборки, при $r > 0,71$, данные считались сильно коррелированной, тогда как $r > 0,58-0,71$ – умеренно коррелированной при уровне значимости $p < 0,01$ и $p < 0,05$, соответственно. По результатам исследования микроэлементного состава вод истока р. Ангары получен ряд значимых положительных корреляций. В воде левого берега и середины реки

к парам элементов с самой сильной связью ($p < 0,01$) относятся Fe-Zn ($r = 0.73$ и $r = 0.87$, соответственно). Больше всего сильных связей установлено в воде правого берега: Al-Mn ($r = 0.81$), Fe-Cu ($r = 0.74$), Cu-Zn ($r = 0.87$), Cu-Cd ($r = 0.79$), Zn-Cd ($r = 0.75$). Корреляционные связи между элементами в большинстве случаев не повторяются между левым и правым берегами, а также середине реки. Это показывает, что источники поступления элементов разные. Значительное количество пар микроэлементов с высокими коэффициентами корреляции на правом берегу реки выделяет антропогенный источник – территория пос. Листвянка. И напротив, наименьшее количество связей между микроэлементами в середине истока отражает влияние водной массы оз. Байкал, которая нивелирует загрязняющие вещества, поступающие с антропогенно нагруженных территорий побережья.

Заключение. Таким образом, с помощью изучения пространственно-временной динамики концентраций Al, Mn, Fe, Cu, Zn, As, Cd, Pb в воде истока р. Ангара показана неоднородность, представленная локальными увеличениями концентраций микроэлементов по створу реки в разные месяцы опробования. В большей степени, это может отражать антропогенную составляющую.

Благодарности. Исследование проведено в рамках выполнения госзадания, проект № 0284-2021-0003.

Список литературы

1. Алиева В.И., Гребенщикова В.И., Загорулько Н.А. Многолетний мониторинг и современные методы исследования микроэлементного состава вод реки Ангара // Инженерная экология. 2011. № 3. С. 24-34.
2. Ветров В.А., Кузнецова А.И., Склярова О.А. Базовые уровни химических элементов в воде озера Байкал // География и природные ресурсы. 2013. № 3. С. 41-51.
3. Воробьева И.Б., Напрасникова Е.В., Власова Н.В. Экологово-геохимические особенности снега, льда, подледной воды южной части озера Байкал // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2009. № 1. С. 54–60.
4. Глазунов И.В. Гидрохимический режим и химический сток реки Ангары // Гидрохимические исследования озера Байкал. Под ред. Вотинцева К.К. М.: Изд-во Академии наук СССР. 1963. Т. 3. № 23. С. 57-94.
5. Склярова О.А. Распределение микроэлементов в водной толще Среднего Байкала // География и природные ресурсы. 2011. № 1. С. 53-59.
6. Сутурин А.Н., Чебыкин Е.П., Мальник В.В., Ханаев И.В., Минаев А.В., Минаев В.В. Роль антропогенных факторов в развитии экологического стресса в литорали оз. Байкал (акватория пос. Листвянка) // География и природные ресурсы. 2016. № 6. С. 43–53.
7. Gunawardana C., Goonetilleke A., Egodawatta P., Dawes L., Kokot S. Source characterisation of road dust based on chemical and mineralogical composition // Chemosphere. 2012. V. 87. № 2. P. 163-170.
8. Tian Y., Wen Z., Cheng M., Xu M. Evaluating the water quality characteristics and tracing the pollutant sources in the Yellow River Basin, China // Science of The Total Environment. 2022. V. 846. P. 157389.
9. Umbría-Salinas K., Valero A., Wallner-Kersanach M., de Andrade C.F., Santos Yabe M.J., Wasserman J.C., Kuroshima K.N., Zhang H. Labile metal assessment in water by diffusive gradients in thin films in shipyards on the Brazilian subtropical coast. Sci. Total Environ. 2021. V. 775. P. 145184.
10. Valero A., Umbría-Salinas K., Wallner-Kersanach M., de Andrade C.F., Yabe M.J.S., Contreira-Pereira L., Wasserman J.C., Kuroshima K.N., Zhang H. Potential availability of trace metals in sediments in southeastern and southern Brazilian shipyard areas using the DGT technique and chemical extraction methods // Sci. Total. Environ. 2020. V. 710. P. 136216.
11. Wang Q., Zhang Q., Wu Y., Wang X.C. Physicochemical conditions and properties of particles in urban runoff and rivers: Implications for runoff pollution // Chemosphere. 2017. V. 173. P. 318-325.

К ВОПРОСУ ГЕНЕЗИСА АКЦЕССОРНОГО МЕДИСТОГО ЗОЛОТА В ПОДИФОРМНЫХ ХРОМИТИТАХ

Об источнике золота. В настоящее время имеется ряд экспериментальных данных о поведении золота в силикатных и сульфидных расплавах, а также в системе расплав–флюид при физико-химических условиях, приближенных к таковым в земной коре и мантии (Чудненко, Пальянова, 2014; Bell et al., 2011; Li et al., 2019), однако прямые данные о формах поступления этого металла из глубинного магматического очага в верхние слои земной коры и об его эволюции на разных этапах развития рудно-магматической системы крайне ограничены (Li, Boudreau, 2019; Berdnikov et al., 2021). Это связано с высокой мобильностью и переотложением данного металла в эптермальных условиях. Таким образом, наибольшую вероятность обнаружения магматических форм самородных золота следует ожидать в магматических породах, слабо измененных вторичными процессами.

Как показывают исследования двух последних десятилетий, в акцессорных количествах Cu–Au–Ag сплавы широко развиты в разнообразных мафит-ультрамафитовых комплексах. Например, известно проявление видимого медистого золота в пределах Агардагского массива альпинотипных ультрамафитов (Южная Тува, Россия) (Кудрявцева, Кудрявцев, 2003). Медистое золото (Cu – до 10.2 мас. %, Ag – от 4.0 до 17.6 мас. %) обнаружено в ультрамафитах Хурай-Жалгинского массива (Восточные Саяны) (Жмодик и др., 2008). Медистое золото (Cu – до 10.0 мас. %, Ag – от 14.6 до 24.6 мас. %) установлено в углеродизированных ультрамафитах Оспинско-Китайского массива Восточно-Саянского офиолитового пояса (Дамдинов, 2004). Самородное золото (Cu – до 4.2 мас. %, Ag – до 1.4 мас. %) найдено в Au-носных родингитах и зонах оталькования среди серпентинитов в россыпи Уитон Грик и рудопроявлении «15 Миль» (Британская Колумбия, Канада) (Knight, Leitch, 2001). Золото-серебряная минерализация месторождения Золотая Гора связана с родингитами, развитыми по альпинотипным ультрамафитам Карабашского офиолитового комплекса Южного Урала (Спиридонов, Плетнев, 2002).

В Тарагайском массиве гранатовых перидотитов (трубка взрыва на западе Буреинского террейна, Дальний Восток, Россия) в дезинтегрированных породах преобладают зерна Ag–Au, а также найдено несколько микросферул состава Cu–Au–Ag (Бердников и др., 2024).

В ультраосновной лаве и в ксенолитах шпинелевых перидотитов из магнезиальных базальтов активного вулкана Авачинский зафиксированы бесформенные микрочастицы состава Cu–Ag, Ag–Au и Cu–Au–Ag и микросферулы Cu–Au–Ag в ассоциации с первичным оливином, ортопироксеном и плагиоклазом (Kerezhinskas et al., 2022). Такие же по составу микрочастицы обнаружены в природных фумарольных возгонах и лаве действующего вулкана Кудрявый (остров Итуруп, Курильские острова) (Yudovskaya et al., 2006).

Такие примеры показывают, что происхождение ультраосновных пород, в которых были выявлены микрочастицы сплавов системы Cu–Au–Ag, в основном связаны с субдукционными процессами, включающими их возможное взаимодействие с преддуговыми и задуговыми мантийными плунами, а также разрыв сплошности погружающейся океанической плиты вплоть до отрыва слэба и возникновения субдукционных тектонических окон с вовлечением в субдукционный процесс неистощенного вещества астеносферной мантии (Бердников и др., 2024; Schettino et al., 2022). А высокие температуры образования, резко восстановительные условия (выделение металлов в самородном виде), нахождение в ультрамафитах, содержащих высокотемпературные самородные металлы и их сплавы (платина, вольфрам, вольфрам с титаном и кобальтом, платина с железом и хромом) (Бердников и др., 2024), указывают на глубинное первично-магматическое происхождение Cu–Au–Ag частиц.

Вероятно, образование таких частиц в первые микрометры, а тем более в десятки микрометров свидетельствует о пересыщении мантийного расплава этими металлами, что приводит к их выделению в виде отдельной фазы, появление и сохранность которой определяется, в первую очередь, активностью кислорода и серы. В богатых серой окисленных магмах золото, медь и серебро будут входить в состав сульфидов (Botcharnikov et al., 2011; Georgatou, Chiaradia, 2020), а в восстановительных условиях – выделяться в самородном виде (Li, Boudreau, 2019). При этом дальнейшая «судьба» обособившихся порций Cu–Au–Ag сплава при достижении верхних горизонтов земной коры могла быть двоякой. Если транспортирующие их расплавы были насыщены флюидами (что типично для субдукционных обстановок), то их участие в вулканической деятельности могло происходить в виде

эксплозий с образованием аэрозолей силикатных расплавов, включающих микросферулы Cu–Au–Ag (Бердников и др., 2024). В этом случае значительные перепады температур за счет адиабатического расширения газов приводили к экстремально быстрому охлаждению и затвердеванию микросферул Cu–Au–Ag. Подобные процессы, очевидно, наблюдаются в областях современного вулканизма и показаны выше на примере влк. Авачинский и Кудрявый.

Если же глубинные расплавы не достигали поверхности, то охлаждение и затвердевание порций Cu–Au–Ag сплава происходило относительно медленно в интерстициях между высокотемпературными породообразующими минералами породы-хозяина, что обусловило их часто неправильный комковатый облик. Такими примерами являются находки в ультрамафитах Агардагского, Хурай-Жалгинского и Оспинско-Китайского и Карабашского ультраосновных массивов, являющихся частями разновозрастных супрасубдукционных олиолитовых комплексов. Однако, во втором случае, Cu–Au–Ag включения, в процессе дезинтеграции и вторичного метаморфического преобразования вмещающих их ультрамафитов могли испытывать частичный или полный распад триады, перескритализацию с привносом выносом металлов. Таким образом, такие включения, с большой вероятностью, не сохраняют геохимическую специфику первично-мантийного Cu–Au–Ag сплава. Однако, «захват» Cu–Au–Ag включений активно выделяющимся и кристаллизующимся из расплава хромшпинелидом, очевидно, позволяет «запечатывать» и сохранять такие геохимические метки. Последнее обстоятельство повышает ценность находок Cu–Au–Ag включений в составе хромититов.

О находках самородного золота в хромититах. В большинстве описанных в литературе находок самородного золота в хромититах из рестиевых ультрамафитовых массивов, оно ассоциирует с сульфидами меди и никеля и связывается с наложенными на хромититы процессами антигоритовой серпентинизации, актинолитизации и хлоритизации (Сазонов и др., 2002). Тем не менее, в отдельных работах, отмечается синхронность самородного золота и хромшпинелида (Мурзин и др., 2023; Юричев, 2021; Юричев, 2022; Kojonen et al., 2003). Выявлено, что принадлежность самородного золота к различных парагенетическим ассоциациям согласуется с различным его составом: трехкомпонентным (Cu–Au–Ag) в первичной ассоциации и беспримесным – во вторичной ассоциации (Мурзин и др., 2023).

Автором настоящей работы обнаружено в подиформных хромититах Полярного Урала, Западного Саяна и Тувы медистое золото, отвечающее трехкомпонентному Cu–Au–Ag гомогенному твердому раствору (Онищенко, Кузнецов, 2022), также отнесено к первично-мантийной высокотемпературной ассоциации. Такой вывод основывается на том, что данные включения обнаруживаются исключительно в зернах хромшпинелида, которые, в свою очередь, имеют преимущественно выдержаный и неизменный химический состав и хорошую сохранность (не подвержены дроблению и растигиванию). Это обстоятельство, очевидно, позволило полностью сохранить «в запечатанном виде» медистое золото при его захвате хромшпинелидом и транспортировке из верхней мантии в верхние этажи земной коры.

Генетические выводы. Накопленные автором настоящей работы данные и приведенные материалы более ранних исследований позволяют сделать ряд предположений об особенностях формирования акцессорной золотой минерализации и вмещающих её хромититов. Предполагается, что источником самородных микрочастиц состава Cu–Au является глубинный мантийный расплав. Согласно исследованиям А.А. Борисова, большинство благородных металлов имеют склонность к образованию в силикатных расплавах металлических микровключений субмикронного размера (Борисов, 2001). В англоязычной литературе за этим явлением закрепился уже устоявшийся термин «nuggets problem».

Такие микрочастицы в расплавленном виде концентрировались в рудоносном флюиде при температурах 900–950 °C (рис. 1, *a*), капли которого, очевидно, захватывались активно кристаллизующимися из расплава зернами хромшпинелида. На флюидный характер включений указывают их нередко комковатая «шагреневая» поверхность с локальными «вмятинами», что является следствием усадочной деформации при медленном остывании (Бердников и др., 2024), а также их частое нахождение в зонах с кавернозной морфологией.

Вопрос происхождения такого восстановленного рудоносного флюида (метаморфогенное при дегидратации океанических серпентинитов или магматогенное), а также его состав остаются дискуссионными и требуют дополнительных серьезных исследований. Однако в настоящее время растет количество данных, которые, вероятно, указывают на существенно водный его состав с присутствием углекислоты и водорода (Пальянова и др., 2018; Kokh, 2016; Pokrovski et al., 2014).

В последующем флюид улетучился при вскрытии «запечатанных» включений в ходе пробоподготовки или же несколько ранее – в процессе эволюции хромититов, с сохранением нелетучих и нерастворимых фаз благородных металлов.

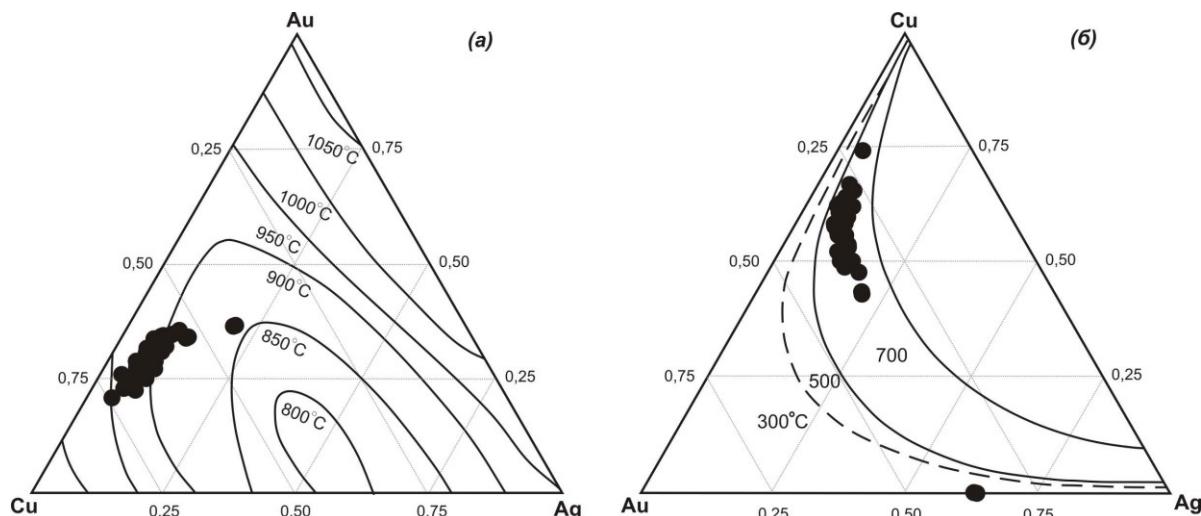


Рис. 1. Составы твердых растворов Cu–Au–Ag из подиформных хромититов Полярного Урала, Западного Саяна и Тувы (авторские данные) на тройных диаграммах (ат. доли): *а* – экспериментальная фазовая термальная диаграмма (изолинии маркируют температуру поверхности ликвидуса) (Wise, 1964); *б* – термальная диаграмма, построенная из собранной коллекции медистого золота коренных (165 проб) и россыпных (180 проб) месторождений (Chudnenko, Palyanova, 2016)

Полученные на термодинамической диаграмме К.В. Чудненко с соавторами температуры ~ 700 °С (рис. 1, *б*), очевидно, соответствуют температурам равновесия, при которых заканчивались прогрев и пластическое течение хромититов и включающих их ультрамафитов.

Список литературы

- Бердников Н.В., Кепежинскас П.К., Невструев В.Г., Круткова В.О., Коновалова Н.С. Магматическое самородное золото: состав, формы выделения, генезис и эволюция в земной коре // Геология и геофизика. 2024. Т. 65. № 3. С. 427-445.
- Борисов А.А. Растворимость благородных металлов в силикатных расплавах: экспериментальные исследования и космохимические следствия: Автореф. дис. д.г.-м.н. М.: ИГЕМ РАН, 2001. 44 с.
- Жмодик С.М., Миронов А.Г., Жмодик А.С. Золотоконцентрирующие системы офиолитовых поясов (на примере Саяно-Байкало-Муйского пояса). Новосибирск: Изд-во Гео, 2008. 304 с.
- Кудрявцева А.И., Кудрявцев В.И. Проявление медистого и серебристого золота в благороднометалльном оруденении Южно-Тувинского гипербазитового комплекса // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Геоэкология природной среды и общества. Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2003. С. 45-48.
- Мурzin В.В., Малич К.Н., Баданина И.Ю., Варламов Д.А., Чащухин И.С. Минеральные ассоциации хромититов Алапаевского дунит-гарцбургитового массива (Средний Урал) // Литосфера. 2023. Т. 23. № 5. С. 740-765.
- Онищенко С.А., Кузнецов С.К. Распад твердого раствора в системе Au–Ag–Cu в богатой золотом области // Геохимия. 2022. Т. 67. № 7. С. 639-654.
- Пальянова Г.А., Мурzin В.В., Журавкова Т.В., Варламов Д.А. Au–Cu–Ag минерализация родингитов и нефритоидов Агардагского гипербазитового массива (Южная Тува, Россия) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 3. С. 300-321.
- Сазонов В.Н., Мурzin В.В., Огородников В.Н., Волченко Ю.А. Золотое оруденение, сопряженное с альпинотипными ультрабазитами (на примере Урала) // Литосфера. 2002. № 4. С. 63-77.
- Спиридонов Э.М., Плетнев П.А. Месторождение медистого золота Золотая гора (О «золото-родингитовой» формации). М.: Научный мир, 2002. 220 с.
- Чудненко К.В., Пальянова Г.А. Термодинамические свойства твердых растворов в системе Ag–Au–Cu // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 3. С. 449-463.
- Юричев А.Н. Акцессорное золото из реститовых ультрамафитов офиолитовых комплексов // Экспериментальная минералогия, петрология и геохимия. Тез. докл. Черноголовка: ИЭМ РАН, 2022. С. 97-99.
- Юричев А.Н. Акцессорная золото-серебряная минерализация из хромититов Харчурзского ультрамафитового массива (Полярный Урал) // Известия ТПУ. Инжиниринг георесурсов. 2021. Т. 332. № 3. С. 229-236.
- Berdnikov N., Nevstruev V., Kerezhinskas P., Astapov I., Konovalova N. Gold in mineralized volcanic systems from the Lesser Khingan Range (Russian Far East): textural types, composition and possible origins // Geosciences. 2021. V. 11 (2). 103.
- Bell A.S., Simon A., Guillong M. Gold solubility in oxidized and reduced, water-saturated mafic melt // Geochim. Cosmochim. Acta. 2011. V. 75. P. 1718-1732.
- Botcharnikov R.E., Linnen R.L., Wilke M., Holtz F., Jugo P.J., Berndt J. High gold concentrations in sulphide-bearing magma under oxidizing conditions // Nat. Geosci. 2011. V. 4. P. 112-115.

16. Chudnenko K.V., Palyanova G.A. Thermodynamic modeling of native formation of Au–Ag–Cu–Hg solid solutions // Applied Geochemistry. 2016. V. 66. P. 88–10.
17. Georgatou A.P., Chiaradia M. Magmatic sulfides in high-potassium calc-alkaline to shoshonitic and alkaline rocks // Solid Earth. 2020. V. 11. P. 1–21.
18. Kepezhinskas P., Berdnikov N., Kepezhinskas N., Konovalova N. Metals in Avachinsky peridotite xenoliths with implications for redox heterogeneity and metal enrichment in the Kamchatka mantle wedge // Lithos. 2022. V. 412–413. 106610.
19. Knight J., Leitch C.H.B. Phase relations in the system Au–Cu–Ag at low temperatures, based on natural assemblages // Can. Mineral. 2001. V. 39. P. 889–905.
20. Kojonen K., Zaccarini F., Garuti G. First finding of native gold in the chromitites of the Ray-Iz ophiolitic complex, Polar Urals // Geophys. Res., Abstracts. 2003. V. 5. P. 08352–08352.
21. Kokh M. Role of CO₂ in the transfer of economic metals by geological fluids. Geochemistry. Universite Toulouse III Paul Sabatier, 2016, <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01274297>.
22. Pokrovski G.S., Akinfiev N.N., Borisova A.Y., Zotov A.V., Kouzmanov K. Gold speciation and transport in geological fluids: insights from experiments and physical-chemical modelling // Geol. Soc. London Spec. Publ. 2014. V. 402. P. 9–70.
23. Li P., Boudreau A.E. Vapor transport of silver and gold in basaltic lava flows // Geology. 2019. V. 47. P. 877–880.
24. Li Y., Feng L., Kiseeva E., Gao Z., Guo H., Du Zh., Wang F., Shi L. An essential role for sulfur in sulfide-silicate melt partitioning of gold and magmatic gold transport at subduction settings // Earth Planet. Sci. Lett. 2019. V. 528. 115850.
25. Schettino E., Marchesi C., González-Jiménez J.M., Saunders E., Hidas K., Gervilla F., Garrido C.J. Metallogenic fingerprint of a metasomatic lithospheric mantle feeding gold endowment in the western Mediterranean basin // GSA Bull. 2022. V. 134. P. 1468–1484.
26. Wise J. Gold Recovery, properties and applications. The Netherlands: D. Van Nostrand Company, 1964. 167 p.
27. Yudovskaya M.D., Distler V.V., Chaplygin I.V., Mokhov A.V., Trubkin N.V., Gorbacheva S.A. Gaseous transport and deposition of gold in magmatic fluid: evidence from the active Kudryavy volcano, Kurile Islands // Mineral. Deposita. 2006. V. 40. P. 828–848.

Юсупова А.Р.

Казанский федеральный университет, Казань, Россия, *i@ajusupova.ru*

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОВ ОЗЕР БОЛЬШОЕ МИАССОВО И МАЛОЕ МИАССОВО (ЮЖНЫЙ УРАЛ, РОССИЯ)

Одним из основных факторов, определяющих осадконакопление в озерных экосистемах, является – климат. Комплексные исследования непрерывных кернов осадков озер, включающих радиоуглеродное датирование, определение литолого-химического и минерального составов, позволяет провести реконструкцию условий осадконакопления в позднечетвертичное время. Проведение подобных исследований актуально для озер Южного Урала, поскольку эта территория благодаря своему географическому положению, сложному геологическому строению, а также чувствительности к климату, вызывает все больший исследовательский интерес.

В работе представлены данные по возрасту, вещественному составу и генетическим особенностям донных отложений озер Большое и Малое Миассово, расположенных на Южном Урале и приуроченных к зоне Уральского горного кряжа и к зоне контакта эрозионно-абразионной платформы (Зауральского пенеплена) с Западно-Сибирской низменностью. Котловины озер имеют тектоническое происхождение (Андреева, 1973).

Керновые колонки были отобраны в ходе научной экспедиции в 2018 году. Детально исследованы керновая колонка №3 (N 55°09'51.1"; E 60°17'21.9", длина отобранный колонки составила 526 см) оз. Большое Миассово (глубина отбора 24 м) и керновая колонка №2 (N 55°10'13.6"; E 60°21'04.6", длина колонки - 512 см) оз. Малое Миассово (глубина отбора 7 м). Колонки выбраны на основе результатов предварительных сейсмоакустических исследований, а также экспрессного измерения магнитной восприимчивости (Nurgaliev et al., 2018; Kosareva et al., 2018, Nurgaliev et al., 2019). Шаг составил 2 см.

Радиоуглеродное датирование (по 9 образцов для каждого объекта) проведено в Национальном университете Тайваня (NTUAMS Lab) на ускорительном масс-спектрометре 1.0 MV HVE. Калибровка возраста произведена с использованием программного продукта OxCal v4.2.4 Bronk Ramsey (2013) и калибровочной кривой IntCal 20. Детально методика подготовки образцов и измерений описана в (Кузина и др., 2024).

Для проведения лазерной гранулометрии первоначальная пробоподготовка образцов включала в себя обработку 10% HCl и 30% H₂O₂ (Пробоотбор и пробоподготовка..., 2007), с целью удаления карбонатного и органического вещества. Измерения производились с использованием анализатора размера частиц LS 13 320 XR Beckman Coulter, США, оснащенного универсальным жидкостным модулем (ULM).

Минеральный состав определен на рентгеновском дифрактометре D2 PHASER, а изучение морфологии и элементного состава минеральных частиц донных отложений изучаемых озер, а также идентификации аллотигенных/аутигенных минералов проведено методом сканирующей электронной микроскопии. Исследования проводились с использованием автоэмиссионного сканирующего электронного микроскопа Merlin компании Carl Zeiss (Германия) в Междисциплинарном центре "Аналитическая микроскопия" КФУ.

Основные и примесные элементы определены при помощи рентгенофлуоресцентного спектрометра Bruker S8 Tiger. Статистическая обработка результатов проведена с использованием программного пакета Statistica.

Установлено, что седиментация в озере Большое Миассово началась не позднее ~13,4 тыс. лет (Nurgaliev et al., 2019; Нигаматзянова и др., 2023). Седиментация в озере Малое Миассово началась не позднее ~20,1 тыс. лет.

Согласно полученным данным, в осадках обоих озер преобладающей фракцией является – алевритовая. В меньшей степени в осадках представлены псаммитовая и пелитовая фракции. Проведенный рентгенодифракционный анализ позволил установить, что для осадков изучаемых озер характерно преобладание аллотигенных минералов, которые представлены кварцем, микроклином, альбитом, слюдой, хлоритом, амфиболами, тальком и смешаннослойными глинистыми минералами.

Аутигенные минералы в осадках представлены биогенным кремнеземом, пиритом, кальцитом, арагонитом, доломитом, гипсом и баритом.

По сравнительным графикам содержаний главных химических элементов выявлено, что осадочные отложения оз. Большое Миассово характеризуются более высокими содержаниями MnO, CaO, что объясняется значительным присутствием аутигенных карбонатов и эвапоритов в осадке. В осадках оз. Малое Миассово больше P₂O₅, что увязывается с распространением фосфоритосодержащих пород в акватории озера.

По данным гранулометрии, минерального состава и неорганической геохимии продемонстрирована общая для пресноводных озер закономерность преобладания литогенных частиц алевритовой размерности, контролируемая наличием в литогенной фракции неорганических химических элементов, что подтверждается структурой фактора F1 (интерпретируемого как фактор терригенного сноса) по данным факторного анализа.

Установлено, что основным источником аллотигенного материала для исследуемых водоемов выступают четвертичные отложения, представленные фациями элювия, делювия, десерпция, аллювия.

Показатель ICV, диаграмма A-CN-K, позволили выявить, что осадки изучаемых озер формировались за счет вещества аллотигенных стабильных минералов первичного цикла седиментации преимущественно из четвертичных отложений и обнаженных дочетвертичных горных пород. Пути транспортировки аллотигенного материала связаны с направлениями склоновых потоков и русловых каналов, заметных на карте четвертичных отложений.

Результаты комплексного анализа позволили выявить наиболее информативные показатели, сопоставленные с глобальными и региональными климатическими стадиями и событиями. Так по данным изучения осадков оз. Большое и Малое Миассово выделены: потепление Бёллинга, событие ~8200 к.л.н., аридизация на Южном Урале (~2000 к.л.н.), а также событие Бонда 1. Помимо этого, на отметках ~11430, ~6100, ~4250, ~3537 к.л.н., зафиксировано наличие арагонита, который является индикатором уменьшения влажности климата. Обнаруженный на отметке ~1065 к.л.н. барит, также позволяет сделать вывод об аридизации климата.

Благодарности. Работа выполнена за счет средств субсидии, выделенной Казанскому федеральному университету для выполнения государственного задания проект № FZSM-2023-0023 в сфере научной деятельности.

Список литературы

1. Андреева М. А. Озера Среднего и Южного Урала. Челябинск: Юж.-Урал. Кн. Изд-во, 1973. 272 с.
2. Кузина Д. М., Щербаков В. П., Сальная Н. В., и др. Относительная палеонапряженность геомагнитного поля за последние 9000 лет по донным осадкам озера Шира, Северная Хакасия, определенная по методу псевдо-Телье // Физика Земли. 2024. № 4. С. 161–181.

3. Нигаматзянова Г.Р., Фролова Л. А., Нигматуллин Н.М., и др. Реконструкция растительности и климатических изменений позднеледникового – голоцен Южного Урала на основе спорово-пыльцевого анализа донных отложений озера Большое Миассово // Геоморфология и палеогеография. 2023. №4. С. 179–194.
4. Пробоотбор и пробоподготовка образцов почв к рентгенографическому фазовому анализу: метод. пособие. Казань: Казан. гос. ун-т, 2007. 30 с.
5. Kosareva L.R., Kuzina D.M., Nurgaliev D.K., et al. Seismic and magneto-mineralogical investigations lake Maloe Miassovo (South Ural, Russia) // International Multidisciplinary Scientific GeoConference Surveying Geology and Mining Ecology Management, SGEM. 2018. Vol.18. № Is.4.3. P.383-390.
6. Nurgaliev D.K., Kuzina D.M., Kosareva L.R., et al. Paleolimnological investigations of lake Bolshoe Miassovo (Chelyabinsk region, Russia) // International Multidisciplinary Scientific GeoConference Surveying Geology and Mining Ecology Management, SGEM. 2018. Vol.18. № 4.3. P. 331–338.
7. Nurgaliev D.S., Kuzina D.M., Krylov P.S., et al. Climate changes over the last 13500 years based on lake sediments studies (Lake Bolshoe Miassovo, South Ural, Russia) // International Multidisciplinary Scientific GeoConference Surveying Geology and Mining Ecology Management, SGEM. 2019. Vol.19. №.4.1. P.925-930.

Яковлев Е.Ю., Дружинина А.С., Дружинин С.В.

Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики имени академика
Н.П. Лаверова УрО РАН, evgeny.yakovlev@sciarcctic.ru

КАЧЕСТВО ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ И ЮЖНОЙ ЧАСТИ РЕСПУБЛИКИ КАРЕЛИЯ

Введение. В Ленинградской области несколько водоносных горизонтов эксплуатируется в питьевых целях, тогда как в Республике Карелия традиционно используются поверхностные воды за счет их высокой распространенности. Поверхностные воды данных регионов зачастую испытывают значительную антропогенную нагрузку за счет сброса сточных вод, а также имеют высокое природное содержание органических веществ и низкую минерализацию. Использование подземных вод является возможным решением проблемы обеспечения населения качественной питьевой водой (Бородулина, 2017). Однако подземные воды также могут содержать ряд загрязняющих компонентов. Так тяжелые металлы являются распространенными поллютантами, поступающими в подземные воды как естественным, так и антропогенным путем. Повышенное содержание токсичных тяжелых металлов в подземных водах негативно сказывается на качестве воды. Таким образом, целью исследования является оценка качества подземных вод Ленинградской области и южной части Республики Карелия по отношению к содержанию в них тяжелых металлов и ионов.

Методическая часть. Схема расположения районов исследования в Ленинградской области (Ломоносовский район, г. Санкт-Петербург, Выборгский район, Всеволожский район, Приозерский район) и Южной Карелии (Восточное Приладожье, Западное Прионежье, Восточное Прионежье) представлена на рис. 1. Отбор проб проводился в июне-июле 2022 г.

Определение pH и минерализации проводилось непосредственно при отборе подземных вод с помощью pH-метра HI 9126 (США, Hanna Instruments) и кондуктометра МАРК-603/1 (Россия, ВЗОР) соответственно. Определение концентраций металлов (Al, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Cd, Pb, V, As, Sr, Mg, Fe, Ba) в воде выполнялось с использованием атомно-абсорбционного спектрометра ShimadzuAA-7000 (Япония, Shimadzu). Методики расчета индексов оценки качества воды (PIG, HMPI, HMTI, CR) представлены в работах (Яковлев и др., 2023; Rao, 2012).

Результаты. Выявлено, что большая часть вод по катионному составу являются кальциевыми и натриевыми водами, тогда как по анионной составляющей воды относятся к гидрокарбонатному и хлоридному типам. К гипсовым водам фации I (Ca^{2+} – SO_4^{2-}) относятся 12 проб. Ближе к фации II, относящейся к морским и глубокозалегающим мирабилитовым водам (Na^{+} – SO_4^{2-}), располагается 15 проб вод. К содовым водам гидрохимической фации III (Na^{+} – HCO_3^{-}) относятся четыре пробы вод. Воды данной фации сформировались в результате катионного обмена кальция на натрий при фильтрации через терригенную компоненту разреза. Наибольшее количество проб (16 образцов) относятся к гидрохимической фации IV (Ca^{2+} – Na^{+} – Mg^{2+} – HCO_3^{-}) и являются гидрокарбонатными пресными подземными водами неглубокой циркуляции.

Значения pH подземных вод варьировались в пределах 5,43 – 8,20 ед. для Ленинградской области и 5,98 – 8,36 ед. для южной части Республики Карелия (табл. 1). Воды фации I отличаются более

низкими значениями pH. В соответствие с требованием ВОЗ для питьевой воды значения pH должны находиться в пределах 6,5-8,5 ед. (WHO, 2017).

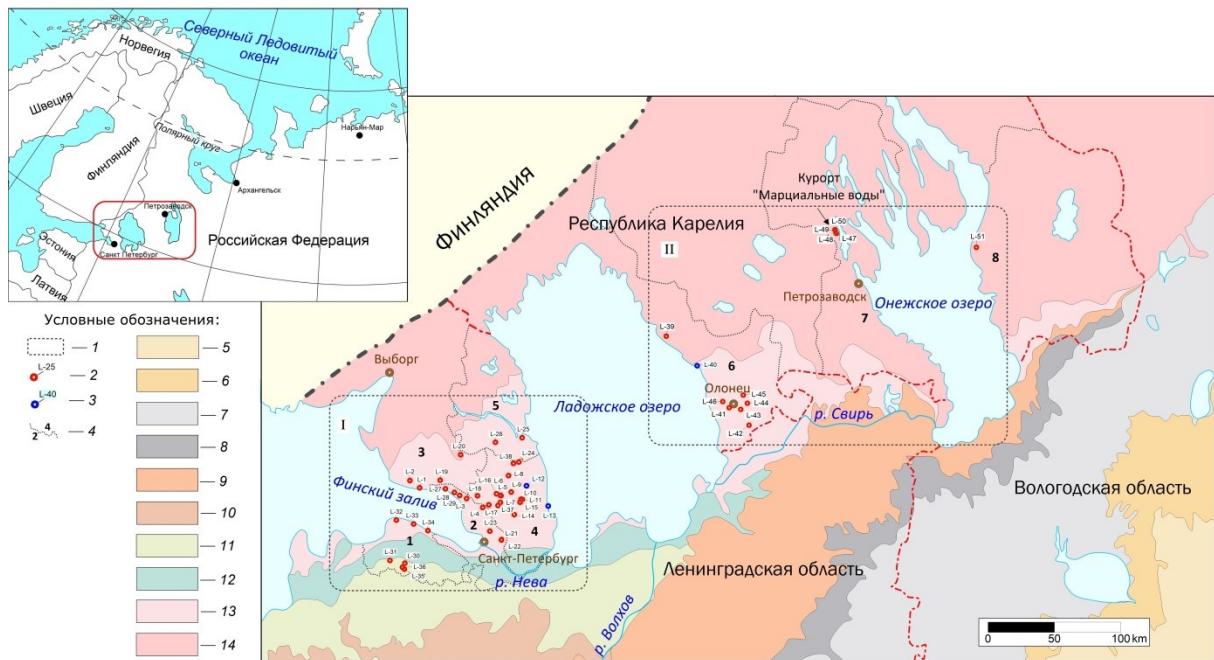


Рис. 1. Геологическая схема территории исследований и расположение точек опробования: I – Ленинградская область, II – Южная Карелия

Содержание водорастворимых солей варьировалось в широких пределах от 25,8 мг/л до 4460 мг/л для вод Ленинградской области и от 155 мг/л до 7170 мг/л для вод Южной Карелии (табл. 2). Согласно классификации вод в целом анализируемые воды характеризуются от ультрапресных до соленых. Гидрокарбонатные воды фации IV имеют наименьшее содержание водорастворимых солей. Согласно рекомендациям ВОЗ минерализация питьевой воды не должна превышать 1000 мг/л, что наблюдается для фаций I, III, IV (WHO, 2017). Наиболее высокая минерализация установлена для глубокозалегающих мирабилитовых вод фации II, где 53% опробованных вод не пригодны для питья. В Ленинградской области наиболее высокоминерализованные воды выявлены в районе г. Санкт-Петербурга в Полюстровском парке. Для южной части Республики Карелия соленые воды наблюдаются в самоизlevающихся скважинах в районе Восточного Приладожья.

Таблица 1. Физико-химические свойства и содержание основных ионов в исследуемых подземных водах

Гидрохимическая фация		pH	TDS, мг/л	Содержание ионов в воде, мг/л					
				HCO ³⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺
Гипсовые (I)	сред	6,36	220	17	125	28	33	18	15
	мин	5,43	25,8	0	10	0,6	6,0	1,1	3,0
	макс	7,55	533	112	606	124	74	61	46
Мирабилитовые (II)	сред	7,58	2032	507	46	804	189	49	420
	мин	6,00	63,6	1	6,6	26	6,0	1,4	16
	макс	8,36	7174	1950	440	2200	1232	237	1240
Содовые (III)	сред	8,05	205	110	5,0	25	12	6,5	43
	мин	7,65	135	75	0,3	4,0	8,5	4,0	34
	макс	8,23	322	200	16	47	16	10	63
Гидрокарбонатные (IV)	сред	7,19	156	70	8,7	12	33	10,2	16
	мин	6,09	57,0	28	0,3	0,3	9,0	3,0	2,6
	макс	7,96	321	192	23	70	76	31	37,0

Выявлено, что воды фации I относительно других фаций обогащены Mn (до 2110 мкг/л), Ni (до 306 мкг/л), Zn (до 332 мкг/л), Cd (до 7,0 мкг/л), Pb (до 6,1 мкг/л), As (до 19,0 мкг/л), Fe (до 106000 мкг/л)

и V (до 6,4 мкг/л) (табл. 1). Мирабилитовые воды фации II отличаются более высокими содержаниями Al (до 121 мкг/л), Ba (до 2780 мкг/л) и Sr (до 8570 мкг/л). В Ленинградской области среднее содержание тяжелых металлов в подземных водах составляет Fe 1595 мкг/л, Sr 258 мкг/л, Ba 231 мкг/л, Mn 190,4 мкг/л, Al 15,7 мкг/л, Zn 14,3 мкг/л, Ni 1,96 мкг/л, Cu 1,31 мкг/л, As 0,76 мкг/л, Pb 0,64 мкг/л, V 0,56 мкг/л, Cd 0,36 мкг/л, Cr 0,34 мкг/л и Co 0,24 мкг/л. В южной части республики Карелия подземные воды в среднем имеют более высокие содержания большинства металлов: Fe 19450 мкг/л, Sr 1773 мкг/л и Ba 633 мкг/л, Mn 440 мкг/л, Zn 62,2 мкг/л, Ni 55,2 мкг/л, Al 19,5 мкг/л, As 3,53 мкг/л, Cu 3,17 мкг/л, V 1,43 мкг/л, Cd 1,33 мкг/л, Pb 1,18 мкг/л, Cr 0,39 мкг/л и Co 0,20 мкг/л.

Комплексная оценка качества подземных вод исследуемых районов была проведена с помощью комплекта индексов качества воды и оценки рисков для здоровья населения (рис.2). В целом по результатам, полученным для подземных вод Ленинградской области, можно отметить воды Санкт-Петербурга. А именно минеральные воды из скважин Полюстровского парка, имеющие критический уровень загрязнения TMPI, чрезвычайно высокую токсичность TMTI и высокий риск возникновения канцерогенных эффектов CR. Также выделяется Всеволожский район, воды которого серьёзно загрязнены металлами, имеют чрезвычайно высокую токсичность и высокий канцерогенный риск. Приозерский район также отличается чрезвычайно высокой токсичностью.

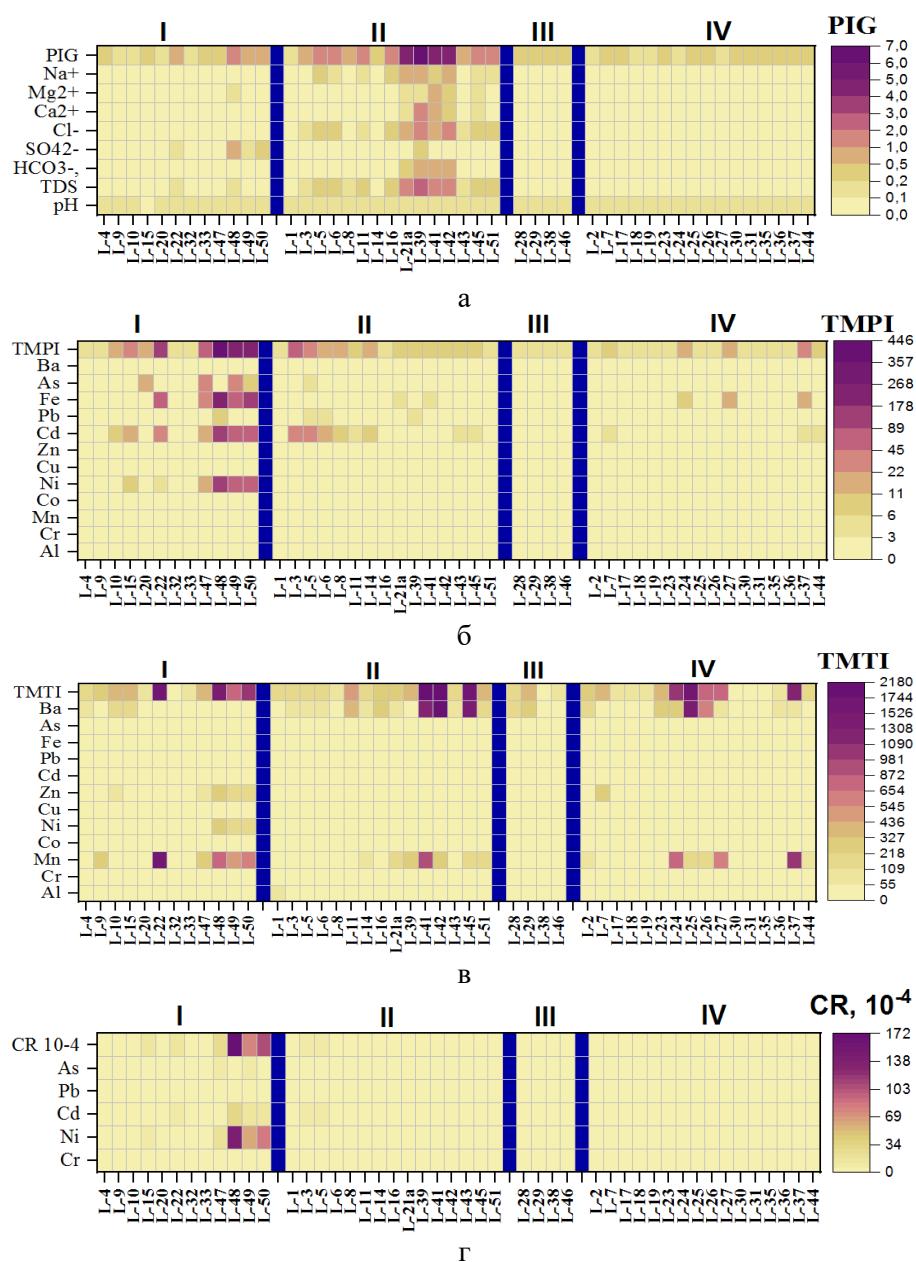


Рис. 2. Значения индексов качества исследуемых вод для гидрохимических фаций. Индивидуальный вклад металлов в значение индексов

В южной части Республики Карелия наиболее серьезно загрязненными (TMPI) металлами с очень высокой токсичностью TMTI и канцерогенностью CR являются подземные воды в районе Западного Прионежья. В данном районе особо выделяются минеральные воды из скважин санатория «Марциальные воды», которые используются только в лечебных целях и не употребляются в качестве питьевой воды на постоянной основе. Некоторые воды Восточного Приладожья также относятся к серьезно загрязненным источникам (TMPI, PIG), обладают чрезвычайно высокой токсичностью TMTI и вызывают не канцерогенные эффекты CR при их употреблении. Наиболее загрязненными являются скважины в деревнях Олонецкого района. Однако необходимо отметить, что на исследуемой территории Республики Карелия подземные воды обогащены металлами за счет природного фактора.

Обобщая результаты по загрязнению гидрохимических фаций можно отметить, что гипсовые воды фации I имеют наиболее серьезное загрязнение согласно индексам TMPI, TMTI и CR. В целом для данной фации на высокие значения индексов влияют концентрации SO_4^{2-} , Ni, Fe, Mn, Cd, As, и Al. Мирабилитовые грунтовые воды фации II имеют повышенные значения для всех рассматриваемых индексов, что связано с повышенным содержанием TDS, Cl⁻, HCO₃⁻, Na⁺, Ca²⁺, Fe, Ba, Mn, Cd, Al. Содовые подземные воды фации III относительно не загрязнены металлами и отличаются низкими значениями индексов. Гидрокарбонатные воды фации IV имеют повышенные индексы TMEI, Cl⁻, TMTI, HI, и CR на которые оказывают влияние Ba, Mn, и Fe. В итоге можно заключить, что на рассматриваемые индексы качества воды и риска для здоровья населения Ленинградской области и южной части Республики Карелия в наибольшей степени оказывают влияние повышенные содержания минерализации, Cl⁻, концентрации Fe, Mn, Ni и Ba, а также концентрации SO_4^{2-} , HCO₃⁻, Na⁺, Ca²⁺, Cd, As, Al в меньшей степени.

Заключение. В результате проведенных физико-химических исследований подземных вод для различных районов Ленинградской области и Южной Карелии выявлено несоответствие качества вод некоторых скважин по параметрам, установленным для питьевой воды. Расчет индексов качества подземных вод по отношению к содержанию тяжелых металлов показали, что большинство исследуемых вод классифицируются от «умеренно загрязненного» до «серьезно загрязненного» уровней. Среди вод Ленинградской области наиболее загрязнены металлами подземные воды г. Санкт-Петербурга. В южной части Карелии наиболее высокие значения индексов выявлены для вод Западного Прионежья.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 20-77-10057.

Список литературы

1. Бородулина Г.С., Левичев М.А., Субетто Д.А. Оценка использования ресурсного потенциала подземных вод Республики Карелия // Общество. Среда. Развитие. 2017. №4. С. 152–156.
2. Яковлев Е.Ю., Дружинин С.В., Дружинина А.С. и др. Сезонная динамика содержания тяжелых металлов и оценка загрязнения воды в реке Северная Двина (Архангельск) // Арктика: экология и экономика. 2023. Т.13, №2. С. 223-233.
3. Rao N.S. PIG: a numerical index for dissemination of groundwater contamination zones // Hydrological Processes. 2012. V. 26. P. 3344–3350.
4. WHO. Guidelines for Drinking-water Quality, fourth ed. incorporating the first addendum. Geneva, Switzerland, 2017.



ISBN 978-5-91137-548-5
9 785911 375485

