



ВСЕРОССИЙСКАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ МОЛОДЫХ УЧЕНЫХ

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОХИМИИ - 2025

15 - 20 сентября 2025 г.

Институт геохимии
им. А.П. Виноградова СО РАН,
г. Иркутск

СБОРНИК МАТЕРИАЛОВ КОНФЕРЕНЦИИ



ВСЕРОССИЙСКАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ МОЛОДЫХ УЧЕНЫХ

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОХИМИИ - 2025

15 - 20 сентября 2025 г.

**Институт геохимии
им. А.П. Виноградова СО РАН,
г. Иркутск**

СБОРНИК МАТЕРИАЛОВ КОНФЕРЕНЦИИ



УДК 550.4(063)
ББК26.301я431
С56

Современные проблемы геохимии - 2025: Материалы Всероссийской конференции молодых ученых (Иркутск, 15 - 20 сентября 2025 г.) – Иркутск: Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 2025. - 182 с.

Сборник тезисов содержит основные результаты научных исследований студентов, аспирантов и молодых ученых, которые обсуждались на конференции «Современные проблемы геохимии - 2025», прошедшей в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН с 15 по 20 сентября 2025 г.

Представленные доклады охватывают три направления:

1. Геология, геохимия и минералогия;
2. Геохимия окружающей среды, геоэкология;
3. Физико-химические и аналитические методы в науках о Земле.

Председатель Организационного комитета конференции:

Перепелов Александр Борисович – д.г.-м.н., директор ИГХ СО РАН

Зам. председателя Организационного комитета:

Чуклина Надежда Геннадьевна – к.ф.-м.н., председатель СНМ ИГХ СО РАН

Ученый секретарь конференции:

Калашникова Татьяна Владимировна – к.г.-м.н., ИГХ СО РАН

ВВЕДЕНИЕ

Всероссийская конференция молодых ученых «Современные проблемы геохимии», проводится Институте геохимии им. А.П. Виноградова в 2025 году уже в тринадцатый раз. Проводимая Советом молодых ученых и инициативной группой молодых сотрудников ИГХ СО РАН конференция стала традиционной площадкой для выступлений и научных дискуссий, посвященных фундаментальным и прикладным исследованиям студентов и магистрантов ВУЗов, аспирантов и молодых специалистов, сотрудников естественнонаучных факультетов и академических организаций Сибири и Российской Федерации.

В этом году научная программа конференции включает 83 пленарных, устных и стендовых доклада, содержащих результаты исследований природных магматических, метаморфических, гидротермальных и метасоматических процессов, а также посвященных проблемам экзогенного и техногенного минералообразования и миграции элементов в техногенных системах, экспериментальному исследованию процессов роста кристаллов, развитию современных аналитических методов и методик и геоинформационных систем. Доклады участников, представляющих научно-образовательные организации Иркутска, Москвы, Санкт-Петербурга, Екатеринбурга, Новосибирска, Петропавловска-Камчатского, Томска, Апатит, Казани, Минска, Якутска, Сургута, Черноголовки, Сыктывкара, Череповца, Владивостока объединены в 3 тематические секции.

Секция 1 «Геология, геохимия и минералогия» включает в себя материалы исследований процессов минералообразования в природных эндогенных и экзогенных системах. Рассматриваются магматизм и метаморфизм различных геодинамических обстановок от мантийных глубин и зон субдукции до приповерхностных процессов осаждения. Также представлены доклады, посвященные минералогии благородных и редких металлов, характеристике рудоносных магматогенных, метаморфогенных и осадочных формаций. Одной из насыщенных стала **секция 2 «Геохимия окружающей среды, геоэкология»**. Здесь исследователи отдали предпочтение в своих исследованиях актуальным вопросам распределения и миграции элементов в техногенных системах и экосистемах, мониторинга и охраны окружающей среды. **Секция 3 «Физико-химические и аналитические методы в науках о Земле»** посвящена новым методам исследования минералов и горных пород и акцентируется на результатах экспериментальных исследований кристаллизации и преобразования минералов и парагенезисов в природных системах.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
ОГЛАВЛЕНИЕ	4
Аксенов С.М., Ильин Г.С., Чуканов Н.В., Расцветаева Р.К., Владыкин Н.В. ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И СТРОЕНИЯ МИНЕРАЛОВ СО СТРУКТУРНЫМ ТИПОМ ЛАМПРОФИЛЛИТА ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ	10
Аксенов С.М. МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ЭВДИАЛИТА: ОТ КРИСТАЛЛОХИМИИ К ГЕОХИМИИ	12
Акулова Ю.В., Кузнецова Л.Г., Белозерова О.Ю. ОТРАЖЕНИЕ ЭВОЛЮЦИИ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ ЮЖНО-САНГИЛЕНСКОГО ПЕГМАТИТОВОГО ПОЯСА (РЕСПУБЛИКА ТЫВА) В СМЕНЕ ПАРАГЕНЕЗИСОВ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ	15
Алексеев А.С., Трусова В.В., Качор О.Л. ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ТЕХНОГЕННО-НАРУШЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ НА ПРИМЕРЕ ПРОМПЛОЩАДКИ БЫВШЕГО ЗАВОДА ВОСТСИБЭЛЕМЕНТ	18
Баенгуев Б.А., Белоголова Г.А. ОЦЕНКА ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ РИСКОВ ЗАГРЯЗНЕНИЯ РЕКУЛЬТИВИРОВАННЫХ ПОЧВ Г. СВИРСКА	21
Белозерцева И.А., Воробьева И.Б., Власова Н.В., Костюкова М.С. ЗАГРЯЗНЕНИЕ ПОЧВ, ПОВЕРХНОСТНЫХ И ПРИБРЕЖНЫХ ВОД ПОБЕРЕЖЬЯ ОЗ. БАЙКАЛ	22
Верещагин О.С. ЗЕМНЫЕ ПОРОДЫ С САМОРОДНЫМ ЖЕЛЕЗОМ И ЖЕЛЕЗНЫЕ МЕТЕОРИТЫ: СОПОСТАВИТЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС	26
Власенко Н.С., Борисова В.А., Бочаров В.Н., Янсон С.Ю., Пономарева Н.И. ВКЛЮЧЕНИЯ ШПИНЕЛИ В КСЕНОЛИТЕ ПЕРИДОТИТОВ (БОГЕМСКИЙ МАССИВ, ЧЕХИЯ)	28
Волчатова Е.В., Безрукова Е.В. ВЛИЯНИЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ ФАКТОРОВ НА СОСТАВ СУБРЕЦЕНТНЫХ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫХ СПЕКТРОВ ПРИБРЕЖНЫХ ИЛОВ ОЗЕРА САГАН-НУР	30
Гавриленко В.В., Радомская Т.А., Марфин А.Е., Шахмурадян А.Р., Регир Е.П., Власюк И.О. ЩЕЛОЧНЫЕ ПЕГМАТИТЫ МАССИВА ИНАГЛИ (АЛДАНСКИЙ ЩИТ)	32
Глушкова В.Е., Перетяжко И.С., Савина Е.А., Хромова Е.А., Чуешова А.Г. MN-FE ОРТОПИРОКСЕНЫ В КЛИНКЕРАХ НИЛГИНСКОГО ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА МОНГОЛИИ	35
Гордадзе Г.Н., Стоколос О.А., Фаизова Э.С. ИЗУЧЕНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДОВ-БИОМАРКЕРОВ В СЛАБО И СИЛЬНОПРЕОБРАЗОВАННЫХ НЕФТЯХ ОЗЕРНОГО ГЕНОТИПА	38
Горелова Л.А. РЕДКИЕ МИНЕРАЛЫ СЕМЕЙСТВА ПОЛЕВОГО ШПАТА – ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ	41

Григорьева В.М., Перчук А.Л., Козловский В.М., Зиновьева Н.Г. НЕОДНОРОДНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ МЕТАМОРФИЗМА В МЕТАБАЗИТАХ КЕМЬЛУДСКИХ ОСТРОВОВ, БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС	42
Гуляев И.М., Гребенщикова В.И. ПРИЧИНЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ПОЛОЖИТЕЛЬНЫХ И ОТРИЦАТЕЛЬНЫХ МЕЖГОДОВЫХ ТРЕНДОВ МАКРОКОМПОНЕНТОВ В ВОДЕ ИСТОКА Р. АНГАРЫ (СТОК БАЙКАЛА)	44
Густайтис М.А., Мягкая И.Н. ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ РТУТИ В ТЕХНОГЕННЫХ СИСТЕМАХ НА ПРИМЕРЕ УРСКОГО ХВОСТОХРАНИЛИЩА (КЕМЕРОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)	47
Долгих П.Г., Полетаева В.И., Пастухов М.В. ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ УСТЬ-ИЛИМСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА	50
Доржеева А.М., Брянский Н.В., Зарубина О.В., Непомнящих А.И. ОЦЕНКА МЕТРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ ЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА В СИНТЕТИЧЕСКИХ МИНЕРАЛАХ МЕТОДОМ ЛА-ИСП-МС	53
Дымшиц А.М., Гладкочуб Е.А., Олейников О.Б., Ощепкова М.Г., Опарин Н.А. РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОГЕОТЕРМЫ ПОД КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКОЙ ИВУШКА (ТОЛУОПСКОЕ ПОЛЕ, ЯКУТИЯ) ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ КСЕНОКРИСТАЛЛОВ ПИРОКСЕНА	55
Дьячков А.А., Кондратьев В.В. СПОСОБЫ ДООБОГАЩЕНИЯ ХВОСТОВ ГЕМАТИТОВО-МАГНЕТИТОВОЙ РУДЫ	56
Жабоедов А.П., Непомнящих А.И., Федоров А.М., Теренин С. Ю., Зарубин В.Ю. МИНЕРАЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ КВАРЦЕВОГО СЫРЬЯ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И ЗАБАЙКАЛЬЯ	59
Жаркова Е.В., Скублов С.Г., Сокол Э.В. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЕКАНИНАИТА ИЗ ПЕГМАТИТОВ ГРАНУЛИТОВОГО МАССИВА ДОЛЬНИ БОРИ (ЧЕХИЯ)	61
Жегунов П.С., Шевелева Р.М., Житова Е.С., Грибушин К.А., Смирнова А.А., Самаркина Н.К. НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛАХ КЛАССА СУЛЬФОСОЛЕЙ КОШКИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (О. ШУМШУ, КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)	64
Житова Е.С., Аникин Л.П., Шиловских В.В., Золотарев А.А. НАТАЛИЯМАЛИКИТ TlI И ЕГО КУБИЧЕСКАЯ ПОЛИМОРФНАЯ МОДИФИКАЦИЯ С ВУЛКАНА КОРЯКСКИЙ, КАМЧАТКА	67
Житова Е.С., Золотарев А.А., Яковенчук В.Н. ВИНОГРАДОВИТ: РАСШИРЕНИЕ И ПРЕОБРАЗОВАНИЕ В ОБЛАСТИ ПОВЫШЕННЫХ ТЕМПЕРАТУР	68
Зарубин В.Ю., Непомнящих А.И., Жабоедов А.П. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ОБОГАЩЕНИЯ КВАРЦЕВОГО СЫРЬЯ	69

Зимин М.Д., Фёдоров А.М., Шендрик Р.Ю. ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ГЕОТЕРМОБАРОМЕТРА TITANIQ ДЛЯ ОЦЕНКИ УСЛОВИЙ МЕТАМОРФИЗМА ВЫСОКОЧИСТЫХ КВАРЦИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БУРАЛ-САРДЫК.	70
Калашникова Т.В. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ИЛЬМЕНИТА ИЗ МАНТИЙНЫХ ПЕРИДОТИТОВ СИБИРСКОГО КРАТОНА И ВЗАИМОСВЯЗЬ С КИМБЕРЛИТОВЫМИ РАСПЛАВАМИ	72
Канева Е.В. 130 ЛЕТ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ А.П. ВИНОГРАДОВА: НАУЧНОЕ НАСЛЕДИЕ	75
Киселева Д.В., Шагалов Е.С., Окунева Т.Г., Солошенко Н.Г., Рыбакова А.Д., Панкрушина Е.А., Рянская А.Д. SR-ИЗОСКЕЙПЫ В ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ И АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ	76
Корняков И.В., Кривовичев С.В. СОЕДИНЕНИЯ ГРУППЫ АВЕРЬЕВИТА $(MX)Cu_5O_2(VO_4)_2$ ($M = Cs, Rb, K; X = I, Br$): СТРУКТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И СТРУКТУРНЫЕ ФАЗОВЫЕ ПЕРЕХОДЫ	77
Кох С.Н., Сокол Э.В. ГРЯЗЕВУЛКАНИЧЕСКАЯ СИСТЕМА С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ МИНЕРАЛОГИИ	80
Кронрод Е.В. СТРУКТУРА И СВОЙСТВА ЛУННОЙ КОРЫ В КОНТЕКСТЕ ТЕПЛОВОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЛУНЫ	83
Купчиненко А.Н., Житова Е.С., Шевелева Р.М., Давыдова В.О., Плутахина Е.Ю., Власенко Н.С. МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ АЛУНИТА ВОЗГОНОВ ИЗ ПОСТВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБСТАНОВЕК (КАМЧАТКА)	84
Лапенков А.А., Гузева А.А. СЕЗОННАЯ ДИНАМИКА ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ САДКОВОГО ФОРЕЛЕВОДСТВА	86
Левская А.М., Власенко Н.С., Бочаров В.Н., Пономарева Н.И. ТУРМАЛИН ИЗ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ ПАКИСТАНА И УСЛОВИЯ ЕГО ОБРАЗОВАНИЯ	87
Макаренко Т.И. РАЦИОНАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТОРФЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕСПУБЛИКИ БЕЛАРУСЬ ПО ЦЕЛЕВЫМ ФОНДАМ	89
Малышев В.В., Алексеева Т.В., Алексеев А.О. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИХ ФРАКЦИЙ ЧЕРНОЗЕМОВ И КАШТАНОВЫХ ПОЧВ СТЕПНОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ	92
Матвеев В.А. ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАЛОТАВРОТИНСКОЙ И ЯПТИКШОРСКОЙ СВИТ ВЕРХНЕГО ОРДОВИКА НА ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ	94
Никитенко Е.Д., Озеров Д.А., Лавров А.И., Ворцепнева Е.В. ПРОБЛЕМЫ ОЦЕНКИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА БИОМИНЕРАЛЬНЫХ КОМПОЗИТОВ В ЖИВЫХ СИСТЕМАХ	97

Никитенкова А.В. ОЦЕНКА ХАРАКТЕРИСТИК ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ И МУТНОСТИ ВОДЫ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ КРАСНОЯРСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА)	99
Нуждаев А.А., Кузнецов Р.А., Титов Ю.А., Большаков И.Е., Матвеев А.Н. ТЕМПЕРАТУРНЫЕ АНОМАЛИИ СЕВЕРНОГО ПРОРВЫВА БОЛЬШОГО ТРЕЩИННОГО ТОЛБАЧИНСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ (КАМЧАТКА)	102
Ощепкова А.В., Полетаева В.И., Мазухина С.И., Долгих П.Г., Пастухов М.В. ФОРМЫ ЭЛЕМЕНТОВ В ВОДЕ Р. ВИХОРЕВА В ЗОНЕ ПРОМЫШЛЕННЫХ СТОКОВ	103
Павлюк Н.С., Макшаков А.С.1, Кравцова Р.Г. ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩЕЕ СЕРЕБРО И САМОРОДНОЕ ЗОЛОТО Au-Ag МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДУКАТ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)	106
Паклин А.С. МОДЕЛИРОВАНИЕ ПЕРЕХОДОВ КВАРЦ-СТЕКЛО И КРИСТОБАЛИТ-СТЕКЛО МЕТОДОМ МД. СРАВНЕНИЕ ДВУХ ПОТЕНЦИАЛОВ	109
Панкрушина Е.А., Рогинский Е.М., Чареев Д.А., Печурин М.С. СУЛЬФИДЫ ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАЛЛОВ: КОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ СВОЙСТВА И ДИНАМИКА РЕШЕТКИ	113
Першин С.Н., Кондратьев В.В. ОБЗОР ТЕХНОЛОГИЙ БРИКЕТИРОВАНИЯ ЗАМАСЛЕННОЙ ОКАЛИНЫ	114
Петрова А.Н., Черкашина Т.Ю. РЕНТГЕНОФЛУОРЕСЦЕНТНОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОСТАВА ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД БУРАЕВСКОЙ ЗОЛОТОНОСНОЙ ПЛОЩАДИ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	117
Писарева А.А., Шимкунас Я.М., Лавриненко А.А. ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ЗОЛОШЛАКОВЫХ ОТХОДОВ СЛОЕВОГО СЖИГАНИЯ УГЛЕЙ	119
Русак (Казакова) А.А., Щекина Т.И. ПОВЕДЕНИЕ РЕДКИХ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В МОДЕЛЬНОЙ ГРАНИТНОЙ СИСТЕМЕ И ИХ НАКОПЛЕНИЕ В СОЛЕВЫХ РАСПЛАВАХ	122
Рыбьяков М.Ю., Жабоедов А.П., Непомнящих А.И., Соломеин О.Н., Шалаев А.А. ПОЛУЧЕНИЕ КВАРЦЕВОГО СТЕКЛА ИЗ ВЫСОКОЧИСТЫХ КВАРЦИТОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА	125
Рянская А.Д., Киселева Д.В., Окунева Т.Г. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ БИОДОСТУПНОГО СТРОНЦИЯ ПО ФРАКЦИЯМ ПОЧВ	126
Софич Д.О., Богданов А.И., Панкратов В.А., Панкратова В.В., Шендрик Р.Ю. РАЗРАБОТКА ИНФРАКРАСНЫХ СЦИНТИЛЛЯТОРОВ	127
Старостина С.И., Гаськова О.Л., Юркевич Н.В. БЛАГОРОДНЫЕ И ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ В ОТХОДАХ ФЛОТАЦИИ: ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ	128

Сукнёва М.О., Радомская Т.А., Гавриленко В.В. ОПТИКО-МИКРОСКОПИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ПИРОХЛОРА В РУДАХ БОЛЬШЕТАГНИНСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)	131
Тагирова Я.Г., Назарчук Е.В., Чаркин Д.О., Крижижановская М.Г., Гуржий В.В. КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА РЕДКОГО УРАНОВОГО МИНЕРАЛА МОУРИТА	133
Таныкова Н.Г., Чудова Е.С., Петрова Ю.Ю., Колосова Е.М. КОМПЛЕКСНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПОВЕРХНОСТИ НЕФТЯНОГО СЛАНЦА МЕТОДАМИ ИК-СПЕКТРОСКОПИИ, ИК-МИКРОСКОПИИ И СЭМ-ЭДС	135
Теренин С.Ю., Непомнящих А.И., Жабоедов А.П., Зимин М.Д., Фёдоров А.М., Канева Е.В. ПОЛИМОРФНЫЕ ПЕРЕХОДЫ В КВАРЦЕВОМ СЫРЬЕ	139
Терехин Г.Д., Кондратьев В.В. ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ МАГНЕТИЗИРУЮЩЕГО ОБЖИГА ДЛЯ БОГАТЫХ ГЕМАТИТОВЫХ РУД	140
Турчинская О.И., Гришакина Е.А., Третьюхина О.С., Слюта Е.Н. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ РАЙОНОВ ДЛЯ РАЗМЕЩЕНИЯ ЛУННОЙ БАЗЫ В СЕВЕРНОЙ ПОЛЯРНОЙ ОБЛАСТИ	144
Ушакова А.С., Сафонов О.Г., Козловский В.М., Япаскурт В.О. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И МОДЕЛИ ОБРАЗОВАНИЯ ЭНДЕРБИТОВ И ЛЕЙКОГРАНИТОВ МАССИВА ПОНЬГОМА-НАВОЛОК, КАРЕЛИЯ: РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ИССЛЕДОВАНИЙ	147
Хомматлиев Г.Б., Полетаева В.И., Пастухов М.В., Долгих П.Г. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИЙ ОСНОВНЫХ ИОНОВ В ВОДЕ РУСЛОВОЙ ЧАСТИ И ЗАЛИВАХ ИРКУТСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА	148
Цветкова Е.А., Полетаева В.И., Пастухов М.В., Баенгуев Б.А. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОЧВ ПРОМЫШЛЕННОЙ ТЕРРИТОРИИ (Г. УСОЛЬЕ-СИБИРСКОЕ)	151
Чеботарев Д.А., Сарыг-оол Б.Ю., Козлов Е.Н., Фомина Е.Н., Сидоров М.Ю. РЕМОБИЛИЗАЦИЯ ТИТАНА И НИОБИЯ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ КАРБОНАТИТОВ	154
Чулкова А.И. БИОДОСТУПНОСТЬ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПЕПЛАХ КАМЧАТКИ	155
Шаблинский А.П., Шорец О.Ю., Авдонцева М.С., Мельникова Н.А., Поволоцкий А.В., Бирюков Я.П., Бубнова Р.С., Крижижановская М.Г., Уголков В.Л., Мурин И.В., Филатов С.К. СИНТЕТИЧЕСКИЙ АНАЛОГ БУБНОВАИТА $K_2Na_8Ca(SO_4)_6$: КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА, ТЕРМИЧЕСКОЕ ПОВЕДЕНИЕ И ИОННАЯ ПРОВОДИМОСТЬ	158
Шадринова О.В. ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ РАЗРАБОТКИ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ В ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ	159

Шергина О.В. БИОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ЛЕСНЫХ ПОЧВ В ГОРОДАХ ПРИАНГАРЬЯ	162
Шипаева М.С., Шакиров А.А., Судаков В.А. УЧЕТ НЕОДНОРОДНОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ ПРОФИЛЯ ПРИТОКА ДОБЫВАЮЩИХ СКВАЖИН НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В РАЗРЕЗЕ ПЕРФОРИРОВАННЫХ ПЛАСТОВ	165
Шипаева М.С. ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПЛАСТОВЫХ ВОД КАК ИСТОЧНИКА ЦЕННЫХ КОМПОНЕНТОВ НА ЗРЕЛЫХ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ	168
Шмелева В.Д. МОНИТОРИНГ КАЧЕСТВА ПИТЬЕВОЙ ВОДЫ ПОДЗЕМНЫХ ИСТОЧНИКОВ ПОЖАРСКОГО МУНИЦИПАЛЬНОГО РАЙОНА ПРИМОРСКОГО КРАЯ	170
Юрьев А.А., Рыбченко А.А., Шелохов И.А., Буддо И.В. КАРТИРОВАНИЕ ЗОН ФОРМИРОВАНИЯ ТВЕРДОЙ ФАЗЫ СЕЛЕВЫХ ПОТОКОВ ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЬЕ	171
Юсуфзай Атаулла, Евдокимов А.Н. СОСТАВ СПОДУМЕНА ИЗ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ КОМПЛЕКСА ЛАГ-МАН, ВОСТОЧНЫЙ АФГАНИСТАН	173
Юсуфзай Атаулла, Евдокимов А.Н. Rb-Sr ДАТИРОВАНИЕ ГРАНИТОВ И СОПУТСТВУЮЩИХ ПЕГМАТИТОВ КОМПЛЕКСА ЛАГМАН, МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОЛАТАН, НУРИСТАН, ВОСТОЧНЫЙ АФГАНИСТАН	176
Яцик А.Э. ФЕРМЕНТАТИВНАЯ АКТИВНОСТЬ ДОННЫХ ОСАДКОВ МАЛЫХ РЕК КАЛИНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ.	179

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И СТРОЕНИЯ МИНЕРАЛОВ СО СТРУКТУРНЫМ ТИПОМ ЛАМПРОФИЛЛИТА ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ

Аксенов С.М.¹, Ильин Г.С.¹, Чуканов Н.В.², Расцветаева Р.К.³, Владыкин Н.В.⁴

1 – ФИЦ Кольский научный центр РАН, г. Апатиты; aks.crys@gmail.com

2 – ФИЦ Проблем химической физики и медицинской химии РАН, г. Черноголовка

3 – НИИ Курчатовский институт, г. Москва

4 – Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск

Минералы со структурным типом лампрофиллита относятся к обширному структурному семейству гетерофиллосиликатов, основу структуры которых составляют трехслойные *НОН* модули [Ferraris et al., 2005; Расцветаева, Аксенов, 2011; Rastsvetaeva et al., 2016]. Центральный *О* слой образован реберно-связанными MO_6 -октаэдрами, а внешние гетерополиэдрические *Н*-сетки состоят из Si_2O_7 диортогрупп, объединенных с помощью LO_6 -октаэдров (или LO_6 -пятивершинников) в соотношении $L : (Si_2O_7) = 1 : 1$. Общая формула представителей может быть записана в виде ($Z = 2$): $A_2[M1M2_2M3X_2][L_2O_2(Si_2O_7)_2]$, где $A = Ba, Sr, K, Na$; $M1 = Na, Mn^{2+}$; $M2 = Na, Mn^{2+}, Fe^{2+}, Ca$; $M3 = Ti, Mn^{2+}, Mg, Fe^{3+}, Fe^{2+}$; $L = Ti, Fe^{3+}$; $X = OH, F, O$ [Rastsvetaeva et al., 2016]. Катионные $M1-3$ позиции располагаются в MO_6 октаэдрах октаэдрического *О*-слоя *НОН*-модуля.

В кристаллических структурах большинства представителей наименьший $M3O_6$ -октаэдр ($O = O, OH, F$) в *О*-слое преимущественно занят титаном. При этом, титан может замещаться трехвалентным железом и/или магнием в широких пределах, образуя различные твёрдые растворы, конечными членами которых являются эммерихит $Ba_2[Na_3Fe^{3+}F_2][Ti_2O_2(Si_2O_7)_2]$ [Aksenov et al., 2014] и лилейит $Ba_2[(Na,Fe,Ca)_3MgF_2][Ti_2O_2(Si_2O_7)_2]$ [Chukanov et al., 2012]. Образцы LGM 184/11 (из Мурунского щелочного массива), 17/11 и 25/40 (из пегматитов Гордон-Бютт и Роки-Бой, соответственно) характеризуются более низким содержанием титана (менее 2.75 атомов на формулу, а.ф.) [Aksenov et al., 2021] по сравнению с ранее изученными лампрофиллитом [Krivovichev et al., 2003] и баритолампрофиллитом [Sokolova & Samara, 2008] из Хибинского щелочного массива. В обоих случаях $M3O_6$ -октаэдры содержат значительное количество катионов Fe^{3+} (~0.35 а.ф.). Таким образом, образец 17/11 можно рассматривать как член серии твёрдых растворов баритолампрофиллит–эммерихит, в то время как образцы 184/11 из Мурунского щелочного массива и 25/40 из пегматита Роки-Бой занимают промежуточное положение между лампрофиллитом и Sr-аналогом «гидроксоэммерихита» – гипотетического минерального вида с формулой $Sr_2[Na_3Fe^{3+}(OH)_2][Ti_2O_2(Si_2O_7)_2]$.

Большинство минералов со структурным типом лампрофиллита характеризуются преобладанием OH^- групп или (реже) F^- в анионной *Х*-позиции. Фтор-доминантными членами являются: фторлампрофиллит $(Sr,Na)_2[(Na,Mn)_3(Ti,Fe)(F,OH)_2][Ti_2O_2(Si_2O_7)_2]$ [Andrade et al., 2018], фторбаритолампрофиллит $(Ba,Sr,K)_2[(Na,Fe^{2+})_3TiF_2][Ti_2O_2(Si_2O_7)_2]$ [Filina et al., 2019], лилейит, эммерихит. Оксо-доминантные разновидности были описаны ранее [Rastsvetaeva et al., 1990; Sokolova, Samara, 2008]. Кроме того, преобладание O^{2-} над OH^- и F^- в *Х*-позиции является отличительной особенностью образца Cha-192 из Мурунского щелочного массива [Aksenov et al., 2021]. Однако общее количество кислорода во всех образцах меньше суммы моновалентных анионов ($O < F+OH$), и в соответствии с правилом преобладающей валентности они не могут рассматриваться как потенциально новый минеральный вид. Соотношение $O^{2-} : (F^-, OH^-)$ в *Х* позиции контролируется распределением катионов по октаэдрическим $M2$ и $M3$ позициям, которые формируют $\{X[(M2)_2(M3)+A]\}$ -кластер. На основе локального баланса валентностей можно предположить, что присутствие O^{2-} в *Х* позиции возможно в случае, когда $M2$ и $M3$ позиции заселены трех- и четырехвалентными

катионами, образующими, например, $\{^X\text{O}[(^M\text{Fe}^{3+})_2(^M\text{Ti}^{4+})+A^{2+}]\text{-кластер}$. Таким образом, единственный потенциальный кандидат, характеризующийся преобладанием O^{2-} в X позиции – гипотетический окисленный аналог ферроэриксонита с идеализированной формулой $(\text{Ba}\square)[\text{Fe}^{3+}_4\text{O}_2][\text{Fe}^{3+}(\text{Si}_2\text{O}_7)_2]$, существование которого обеспечивается следующей изоморфной схемой: $\frac{1}{2}(^M\text{Fe}^{2+}) + \frac{1}{2}(^A\text{Ba}^{2+}) + (^X\text{OH}^-) \leftrightarrow \frac{1}{2}(^M\text{Fe}^{3+}) + \frac{1}{2}(^A\square) + (^X\text{O}^{2-})$.

Межслоевое пространство между соседними *НОН*-модулями занято крупными А-катионами ($A = \text{Ba}^{2+}, \text{Sr}^{2+}, \text{K}^+, \text{Na}^+$). На основе преобладания либо Sr^{2+} , либо Ba^{2+} в межслоевых позициях можно выделить ряды лампрофиллита и баритолампрофиллита. При этом, некоторые образцы существенно обогащены К и Na. Наиболее богатый калием представитель, который характеризуется упрощенной формулой $(\text{K,Ba,Sr})_2[(\text{Na,Fe}^{2+},\text{Mn})_3\text{Ti}(\text{OH},\text{O})_2][\text{Ti}_2\text{O}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)_2]$, был обнаружен в сиенитовых пегматитах Мурунского массива [Расцветаева и др., 1995]. В его кристаллической структуре А-позиция преимущественно занята К (0.98 а.ф.) и Ва (0.84 а.ф.) с примесью Sr. По сравнению с типичными разновидностями баритолампрофиллита из Хибинского щелочного массива, образцы Cha-192 (из Мурунского массива) и 17/11 (из Гордон-Бютт) характеризуются низким содержанием Ва (0.87 а.ф. и 1.15 а.ф., соответственно) и высоким содержанием К (0.45 а.ф. и 0.41 а.ф., соответственно).

Присутствие натрия в количествах около одного атома на формулу приводит к изменению симметрии и топологии *НОН*-пакета с *linkage* 1 на *linkage* 3 [Расцветаева и др., 2014], а аналогом моноклинного структурного типа лимпрофиллита будет являться триклинный структурный тип шюллерита [Ильин и др., 2025]. Вместе с тем при более высоких содержаниях натрия (более 1.5 а.ф.) реализуется тот же топологический тип, что и в безнатриевых членах группы лампрофиллита. Кроме того, содержание натрия является индикатором перехода от лилейита к эммерихиту и баритолампрофиллиту: при замещении Mg на Fe^{3+} и Ti компенсация избыточного положительного заряда реализуется, главным образом, за счет замещения двухвалентных элементов натрием, а также фтора – кислородом. При еще более высоких содержаниях натрия его избыток располагается в межпакетном пространстве, вплоть до доминирования этого элемента в одной из двух межпакетных позиций в случае набалампрофиллита $\text{NaBa}[\text{Na}_3\text{Ti}(\text{OH})_2][\text{Ti}_2\text{O}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)_2]$.

Поскольку диортогруппа $[\text{Si}_2\text{O}_7]$ связана с ребрами полиэдров межпакетного пространства и О-слоя, то топология *НОН*-пакетов зависит от состава минералов, и в первую очередь от размерных соотношений катионов О-слоя и межпакетного пространства. В случае Ва-содержащих минералов со структурным типом лампрофиллита, в межпакетном пространстве которых находится наиболее крупный катион Ва, а в О-слое содержатся более мелкие катионы, среди которых натрий наиболее крупный, топология *НОН*-пакетов в этих структурах напрямую зависит от содержания натрия [Расцветаева и др., 2014].

Можно выделить три варианта распределения октаэдров в О-слое в зависимости от состава минералов группы. В безнатриевых эриксоните и ферроэриксоните О-слой состоит из однотипных лент (идущих вдоль оси *b*): $\text{Mn-Mn-Mn-Mn}\dots$ и $\text{Fe-Fe-Fe-Fe}\dots$ соответственно. При максимальном содержании Na реализуется вариант, когда октаэдры образуют натриевые ленты $\text{Na-Na-Na-Na}\dots$, чередующиеся с лентами смешанного состава: в структуре, собственно, лампрофиллита смешанная лента имеет состав $\text{Na-Ti-Na-Ti}\dots$, а в лилейите смешанные ленты $\text{Na-Mg-Na-Mg}\dots$. Промежуточный вариант реализуется в шюллерите из Лелая, когда при минимальном содержании Na переслаиваются ленты типа $\text{Na-Fe}^{3+}\text{-Na-Fe}^{3+}\dots$ и $\text{Mn-Fe}^{2+}\text{-Mn-Fe}^{2+}\dots$. В Fe-шюллерите обе ленты также смешанные, но другого состава: $\text{Na-Mg-Na-Mg}\dots$ и $\text{Ca-Fe}^{2+}\text{-Ca-Fe}^{2+}$ (или $\text{Mn-Fe}^{2+}\text{-Mn-Fe}^{2+}$) [Расцветаева и др., 2014].

Соизмеримость параметров элементарных ячеек шюллерита и минералов со структурным типом лампрофиллита является предпосылкой для образования их эпитактических сростаний и смешаннослойных структур [Расцветаева и др., 2014]. При описании голотипа шюллерита из базальтового карьера Лелай (Айфель, Германия) отмечалось присутствие в ассоциации с ним эпитактических сростаний шюллерита с лилейитом.

Аналогичная картина наблюдается в некоторых кристаллах из ассоциации с шюллеритом из карьера Каленберг.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Губернатора Мурманской области.

Литература:

- Aksenov S.M., Rastsvetaeva R.K., Chukanov N.V. The crystal structure of emmerichite $\text{Ba}_2\text{Na}_3\text{Fe}^{3+}\text{Ti}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)_2\text{O}_2\text{F}_2$, a new lamprophyllite-group mineral // *Z. Krist.* – 2014. – V. 229. – № 1. – p. 1-7.
- Aksenov S.M., Ryanskaya A.D., Shchapova Yu.V. et al. Crystal chemistry of lamprophyllite-group minerals from the Murun alkaline complex (Russia) and pegmatites of Rocky Boy and Gordon Butte (USA): Single crystal X-ray diffraction and Raman spectroscopy study // *Acta Cryst. B.* – 2021. – V. 77. – p. 287–298.
- Andrade M.B., Yang H., Downs R.T. et al. Fluorlamprophyllite, $\text{Na}_3(\text{SrNa})\text{Ti}_3(\text{Si}_2\text{O}_7)_2\text{O}_2\text{F}_2$, a new mineral from Poços de Caldas alkaline massif, Morro do Serrote, Minas Gerais, Brazil // *Mineral. Mag.* – 2018. – V. 82. – p. 121–131.
- Chukanov N.V., Pekov I.V., Rastsvetaeva R.K. et al. Lileyite, $\text{Ba}_2(\text{Na,Fe,Ca})_3\text{MgTi}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)_2\text{O}_2\text{F}_2$, a new lamprophyllite-group mineral from the Eifel volcanic area, Germany // *Eur. J. Mineral.* – 2012. – V. 24. – № 1. – p. 181–188.
- Ferraris G., Gula A. Polysomatic aspects of microporous minerals - heterophyllosilicates, palysepioles and rhodessite-related structures // *Rev. Mineral. Geochem.* – 2005. – V. 57. – № 1. – p. 69–104.
- Filina M.I., Aksenov S.M., Sorokhtina N.V. et al. The new mineral fluorbarytolamprophyllite, $(\text{Ba,Sr,K})_2[(\text{Na,Fe}^{2+})_3(\text{Ti,Mg})\text{F}_2][\text{Ti}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)_2\text{O}_2]$ and chemical evolution of lamprophyllite-group minerals in agpaitic syenites of the Kola Peninsula // *Mineral. Petrol.* – 2019. – V. 113. – p. 533–553.
- Krivovichev S.V., Armbruster T., Yakovenchuk V.N. et al. Crystal structures of lamprophyllite-2M and lamprophyllite-2O from the Lovozero alkaline massif, Kola peninsula, Russia // *Eur. J. Mineral.* – 2003. – V. 15. – p. 711–718.
- Rastsvetaeva R.K., Chukanov N.V., Aksenov S.M. The crystal chemistry of lamprophyllite-related minerals: a review // *Eur. J. Miner.* – 2016. – V. 28. – p. 915–930.
- Sokolova E., Camara F. From structure topology to chemical composition. III. Titanium silicates: the crystal chemistry of barytolamprophyllite // *Can. Mineral.* – 2008. – V. 46. – № 2. – p. 403–412.
- Ильин Г.С., Чуканов Н.В., Расцветаева Р.К., Аксенов С.М. Псевдосимметрия и особенности катионного упорядочения в гетерофиллосиликатах. 1. Уточнение кристаллической структуры шюллерита $\text{Ba}_2\text{Na}(\text{Mn,Ca})(\text{Fe}^{3+},\text{Mg,Fe}^{2+})_2\text{Ti}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)_2(\text{O,F})_4$ // *Литосфера.* – 2025. – Т. 25. – № 2. – с. 212–220.
- Расцветаева Р.К., Аксенов С.М. Кристаллохимия силикатов с трехслойными TOT- и HOH- модулями слоистого, ленточного и смешанного типа // *Кристаллография.* – 2011. – Т. 56. – № 6. – с. 975–1000.
- Расцветаева Р.К., Аксенов С.М., Чуканов Н.В. и др. Высокожелезистый шюллерит из Каленберга (Айфель, Германия): кристаллическая структура и взаимоотношения с минералами группы лампрофиллита // *Кристаллография.* – 2014. – Т. 59. – № 6. – с. 955–961.
- Расцветаева Р.К., Евсюнин В.Г., Конев А.А. Кристаллическая структура К-баритолампрофиллита // *Кристаллография.* – 1995. – Т. 40. – № 3. – с. 517–519.
- Расцветаева Р.К., Соколова Е.В., Гусев А.И. Уточненная кристаллическая структура лампрофиллита // *Минерал. Журн.* – 1990. – Т. 12. – № 5. – с. 25–28.

МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ЭВДИАЛИТА: ОТ КРИСТАЛЛОХИМИИ К ГЕОХИМИИ

Аксенов С.М.^{1,2}

1 – ФИЦ Кольский научный центр РАН, Анатиты; aks.crys@gmail.com

2 – Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Среди известных в настоящее время более шести тысяч минералов к числу наиболее удивительных относится цирконосиликат эвдиалит [Расцветаева и др., 2012], который был впервые описан почти 200 лет назад в Гренландии [Sjöqvist, 2019], но до сих пор продолжает привлекать внимание исследователей и служит предметом непрекращающихся дискуссий [Булах, Петров, 2003; Боруцкий, 2008].

Минералы группы эвдиалита (МГЭ) широко распространены в агпайтовых комплексах, для которых они являются типоморфными акцессорными минералами, а иногда и

породообразующими [Kogarko, Nielsen, 2020; Marks et al., 2020; Mikhailova et al., 2020a]. При этом, в отличие от большинства других порообразующих минералов, МГЭ обладают способностью концентрировать целый ряд редких и стратегических элементов, вследствие чего они представляют практический интерес как их потенциальный источник [Когарко, 2021].

Наиболее интересной отличительной чертой МГЭ является уникальная сложность и изменчивость кристаллической структуры (Рис. 1), что способствует установлению большого числа самостоятельных минеральных видов [Расцветаева, Чуканов, 2011; Mikhailova et al., 2020]. Кристаллохимическая формула МГЭ имеет вид: $[N(1)_3N(2)_3N(3)_3N(4)_3N(5)_3]\{M(1)_6M(2)_3M(3)M(4)Z_3(Si_9O_{27-3x}(OH)_{3x})_2(Si_3O_9)_2O_{0-6}\}X(1)X(2)$, где $M(1) = Ca, Mn^{2+}, REE, Na, Fe^{2+}$; $M(2) = {}^{IV,V}Fe^{2+}, {}^{V,VI}Fe^{3+}, {}^{V,VI}Mn^{2+}, {}^{V,VI}Na, {}^{IV,V}Zr$; $M(3)$ и $M(4) = {}^{IV}Si, {}^{VI}Nb, {}^{VI}Ti, {}^{VI}W^{6+}$; $Z = Zr, Ti, Nb$; $O = O, OH$; $N(1)–N(5)$ – внекаркасные катионы ($Na, H_3O^+, K, Sr, REE, Y, Ba, Mn^{2+}, Ca$) или молекулы H_2O ; $X(1)$ и $X(2)$ – внекаркасные анионы (Cl^-, F^-, S^{2-}), анионные группы (CO_3^{2-}, SO_4^{2-}) и молекулы воды; $x = 0–1$. К настоящему времени в группе эвдиалита известно 31 самостоятельный минеральный вид, среди которых за последнее время были утверждены следующие представители: сиудайт $Na_8(Mn_2Na)Ca_6Fe^{3+}_3Zr_3NbSi_{25}O_{74}(OH)_2Cl \cdot 5H_2O$, одихинчайт $Na_9Sr_3[(H_2O)_2Na]Ca_6Mn_3Zr_3NbSi(Si_{24}O_{73})(OH)_3(CO_3) \cdot H_2O$, сергеванит $Na_{15}(Ca_3Mn_3)(Na_2Fe)Zr_3Si_{26}O_{72}(OH)_3H_2O$, а также амаблит-(Ce) $Na_{15}[(Ce_{1.5}Na_{1.5})Mn_3]Mn_2Zr_3Si[Si_{24}O_{69}(OH)_3](OH)_2 \cdot H_2O$ [Chukanov et al., 2024]. Для МГЭ характерны сложные механизмы изоморфных (в том числе уникальных «блочных») замещений, сопровождающиеся значительным изменением заряда, размера и координационного числа катиона, а также замещение одной многоатомной группировки на другую, с иным расположением атомов [Rastsvetaeva, Chukanov, 2020; Aksenov et al., 2022].

Выделение минеральных видов в группе эвдиалита достаточно актуально, поскольку эти минералы являются индикаторами условий образования и указывают на эволюцию минералообразующей среды, которая может менять свои физико-химические характеристики, такие как щелочность, окислительно-восстановительные условия, степень основности, температура и другие [Расцветаева и др., 2012; Eggenkamp et al., 2020]. Большинство видообразующих элементов (Fe, Ca, Mn, Zr и другие) может входить в несколько позиций в структурах эвдиалита и его аналогов. Распределение этих элементов является результатом сочетания двух факторов: конкуренции их активностей в минералообразующей среде и сродства к различным позициям в структурах минералов этой группы. Таким образом, в процессе формирования каждого минерального вида участвуют как геохимические, так и кристаллохимические факторы.

Различные подгруппы и семейства МГЭ приурочены к различным типам и стадиям эволюции агпайтовых массивов [Расцветаева и др., 2012]. На ранней стадии формирования пород и пегматитов кристаллизуется собственно эвдиалит. При резком возрастании щёлочности (высоко- и ультраагпайтовая стадии) образуются минералы структурного семейства онейллита, часто обогащённые Zr (кальций-дефицитная ветвь генезиса) или, при достаточно высоких содержаниях кальция, – 24-слойные высоконатриевые и титансодержащие члены группы. На поздних стадиях минералообразования, характеризующихся уменьшением щёлочности (в том числе в процессах метасоматоза и автометасоматоза, с привнесением Nb, K, Ca и/или Sr , а также CO_2 , на фоне понижающейся температуры) кристаллизуются минералы кристаллохимического типа кентбруксита. На поздней гидротермальной стадии происходит гидратация эвдиалита и вынос Na, Fe с образованием аквалита и других «гидроэвдиалитов» или (в условиях высокой активности кислорода) – «оксиэвдиалитов» или икранита. Образование «гидроэвдиалитов» связано с процессами природного ионного обмена: натрий замещается на крупные катионы (H_3O^+ ; в меньшей степени Sr^{2+}, Ba^{2+}, K^+) и молекулы воды [Chukanov et al., 2022]; однозарядные анионы частично замещаются ионами SO_4^{2-} , иногда – PO_4^{3-} . Данные закономерности хорошо согласуются с экспериментальными данными по синтезу [Kovalskaya et al., 2023] и

растворению МГЭ [Mikhailova et al., 2020b], а также теоретическими данными по диффузии элементов в кристаллической структуре [Aksenov et al., 2022].

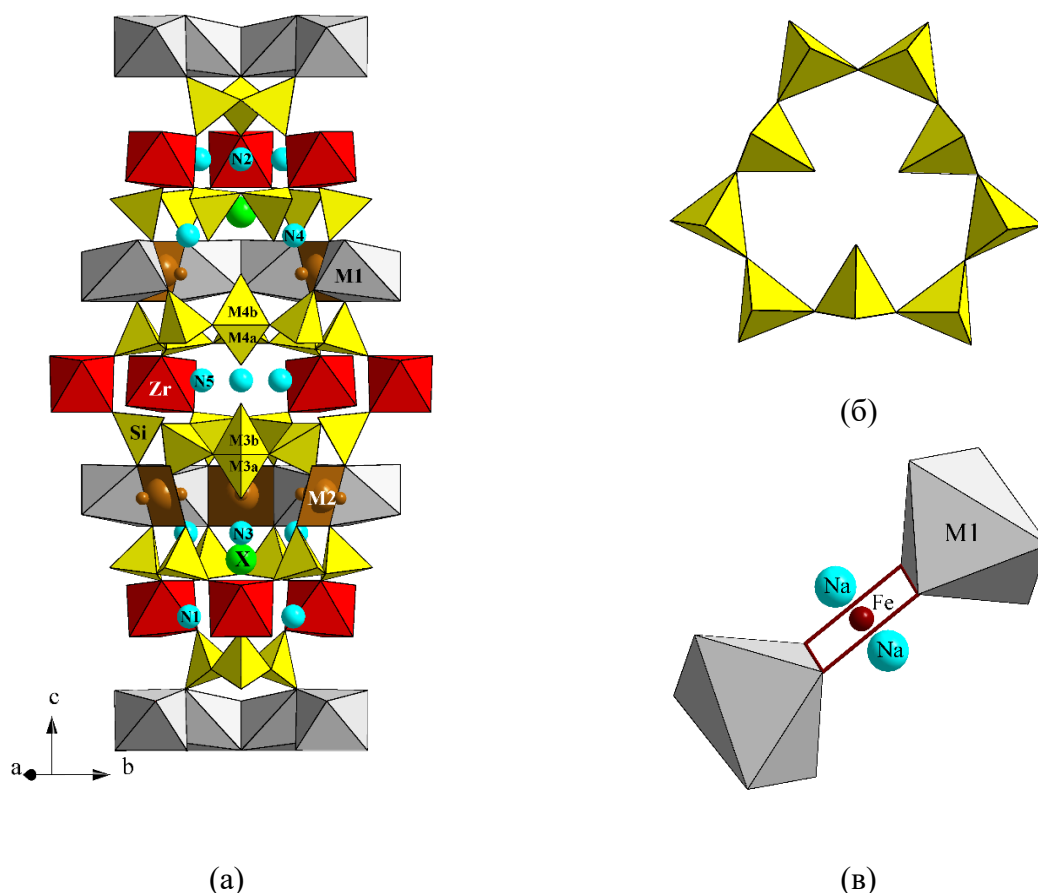


Рис. 1. Общий вид кристаллической структуры МГЭ (а) и уникальные структурные фрагменты – тетраэдрическое кольцо (Si_9O_{27}) (б) и M2-позиция в центре плоского квадрата (в).

Таким образом, структурный типоморфизм (представление о тесной связи тонких особенностей кристаллической структуры минерала с условиями его образования) – новое и стремительно развивающееся направление геологической науки, и группа эвдиалита может послужить для этого хорошей моделью. Приведённая схема весьма груба, но она иллюстрирует основные закономерности кристаллохимического типоморфизма МГЭ, т.е. влияния условий минералообразования на кристаллические структуры и химический состав этих минералов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования (грант КНЦ 075-15-2024-534).

Литература:

- Aksenov S.M., Kabanova A.A., Chukanov N.V. et al. The role of local heteropolyhedral substitutions in the stoichiometry, topological characteristics, and ion-migration paths in the eudialyte-related structures: A quantitative analysis // *Acta Cryst. B.* – 2022. – V. 78. – p. 80–90.
- Chukanov N.V., Vigasina M.F., Rastsvetaeva R.K. et al. The evidence of hydrated proton in eudialyte-group minerals based on Raman spectroscopy data // *J. Raman Spectroscopy.* – 2022. – V. 53. – p. 1188–1203.
- Chukanov N.V., Zolotarev A.A., Schafer C. et al. Amableite-(Ce), $\text{Na}_{15}[(\text{Ce}_{1.5}\text{Na}_{1.5})\text{Mn}_3][\text{Mn}_2\text{Zr}_3\text{Si}][\text{Si}_{24}\text{O}_{69}(\text{OH})_3](\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$, a new eudialyte-group mineral from Saint-Amable Sill, Québec, Canada // *Mineralogical Magazine.* – 2024. – V. 88. – № 4. – p. 369–379.

- Eggenkamp H.G.M., Marks M.A.W., Atanasova P. et al. Changes in halogen (F, Cl, Br, and I) and S ratios in rock-forming minerals as monitors for magmatic differentiation, volatile-loss, and hydrothermal overprint: The case for peralkaline systems // *Minerals*. – 2020. – V. 10. – № 11. – p. 995.
- Kogarko L, Nielsen TFD. Chemical composition and petrogenetic implications of eudialyte-group mineral in the peralkaline Lovozero complex, Kola peninsula, Russia. *Minerals*. 2020; 10(11):1036.
- Kovalskaya T.N., Ermolaeva V.N., Chukanov N.V. et al. Synthesis of Fe-deficient eudialyte analogues: Relationships between the composition of the reaction system and crystal-chemical features of the products // *Mineral. Mag.* – 2023. – V. 87. – № 2. – p. 233–240.
- Marks M.A.W., Eggenkamp H.G.M., Atanasova P. et al. Review on the compositional variation of eudialyte-group minerals in the Ilímaussaq complex (South Greenland) // *Minerals*. – 2020. – V. 10. – № 11. – p. 1011.
- Mikhailova J.A., Pakhomovsky Y.A., Panikarovskii T.L. et al. Eudialyte group minerals from the Lovozero alkaline massif, Russia: Occurrence, chemical composition, and petrogenetic significance // *Minerals*. – 2020. – V. 10. – № 12. – p. 1070.
- Mikhailova J.A., Pakhomovsky Ya.A., Kalashnikova G.O., Aksenov, S.M. Dissolution of the eudialyte-group minerals: Experimental modeling of natural processes // *Minerals*. – 2022. – V. 12. – № 11. – p. 1460.
- Rastsvetaeva R.K., Chukanov N.V. New data on the isomorphism in eudialyte-group minerals. 2. Crystal-chemical mechanisms of blocky isomorphism at the key sites // *Minerals*. – 2020. V. 10. – № 8. – p. 720.
- Sjöqvist A.S.L. The tale of greenlandite: commemorating the two-hundredth anniversary of eudialyte (1819–2019) // *Minerals*. – 2019 – V. 9. – № 8. – p. 497.
- Боруцкий Б.Е. Очерки по фундаментальной и генетической минералогии: 3. Минералы переменного состава с переменной структурой и проблемы видообразования в минералогии. Эвдиалит-эвколиты // *Новые данные о минералах*. – Вып. 43. – с. 148–173.
- Булах А.Г., Петров Т.Г. Химическое разнообразие минералов группы эвдиалита, их ранговые формулы и химикоструктурные разновидности минеральных видов // *Зап. ВМО*. – 2003. – Ч. 132. – № 4. с. 1–17.
- Когарко Л.Н. Условия формирования эвдиалитовых руд высокощелочного ловозерского месторождения (Кольский полуостров) // *ДАН*. – 2021. – Т. 496. – № 2. – с. 128–131.
- Расцветаева Р.К., Чуканов Н.В. Принципы кристаллохимической классификации минералов группы эвдиалита // *Зап. РМО*. – 2011. – Ч. 140. – № 3. с. 25–39.
- Расцветаева Р.К., Чуканов Н.В., Аксенов С.М. Нижний Новгород: Издательство Нижегородского университета им. Н.И. Лобачевского. 2012. 229 с.

ОТРАЖЕНИЕ ЭВОЛЮЦИИ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ ЮЖНО-САНГИЛЕНСКОГО ПЕГМАТИТОВОГО ПОЯСА (РЕСПУБЛИКА ТЫВА) В СМЕНЕ ПАРАГЕНЕЗИСОВ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ

Акулова Ю.В.^{1*}, Кузнецова Л.Г.¹, О.Ю. Белозерова¹

*1 - Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск;
E-mail: akulovaulia6184@gmail.com*

В состав Южно-Сангиленского редкометального пегматитового пояса (ЮСП) входят несколько полей сподуменовых пегматитов, относящихся к редкометальному семейству LCT (Li-Cs-Ta), согласно классификации П. Черны и Т.С. Эрсит [Černý and Ercit, 2005]. Во всех пегматитах породообразующими минералами являются кварц, сподумен и полевые шпаты. Однако пегматиты одного из изученных полей – Хартынского – отличаются необычной ассоциацией породообразующих сподумена (признака принадлежности к LCT (Li-Cs-Ta) семейству) и амазонита, а также высокофтористой железо-литиевой слюды в качестве второстепенного минерала (признаки принадлежности к NYF (Nb-Y-F) семейству). Предполагается [Кузнецова и др., 2018], что пегматиты Хартынского поля, в отличие от ряда других полей ЮСП (Сутлугского, Бурчинского), характеризуются гибридной редкометальной специализацией обоих семейств (LCT-NYF).

Кристаллизация пегматитовых жил из расплава происходит последовательно от эндоконтакта с образованием мелкозернистой эндоконтактовой оторочки по направлению к центру жил с выделением более крупных кристаллов и зачастую с появлением

мономинеральных зон. Эволюцию состава пегматитового расплава можно проследить с помощью изучения так называемых «сквозных» минералов, которые встречаются на всех этапах развития пегматитового процесса, а также с помощью отслеживания смены минеральных парагенезисов акцессорных минералов [Горжевская и др., 1974]. С этой целью нами изучены акцессорные минералы-концентраторы ниобия и тантала в сподуменовых пегматитах двух полей ЮСП, различающихся по своим минералого-геохимическим характеристикам: 1) Хартынском и 2) Сутлугском. Использовался метод сканирующей электронной микроскопии с помощью сканирующего электронного микроскопа MIRA 3 LMH TESCAN.

Установлено, что в жилах сподуменовых пегматитов Хартынского поля в их эндоконтактной части главным концентраторами ниобия и тантала являются пирохлор и отчасти титанит. В центральных частях жил концентраторами Nb и Ta, наряду с пирохлором (Рисунок. 1), являются колумбит и эвксенит, с которыми ассоциируют шеелит, окислы урана и касситерит.

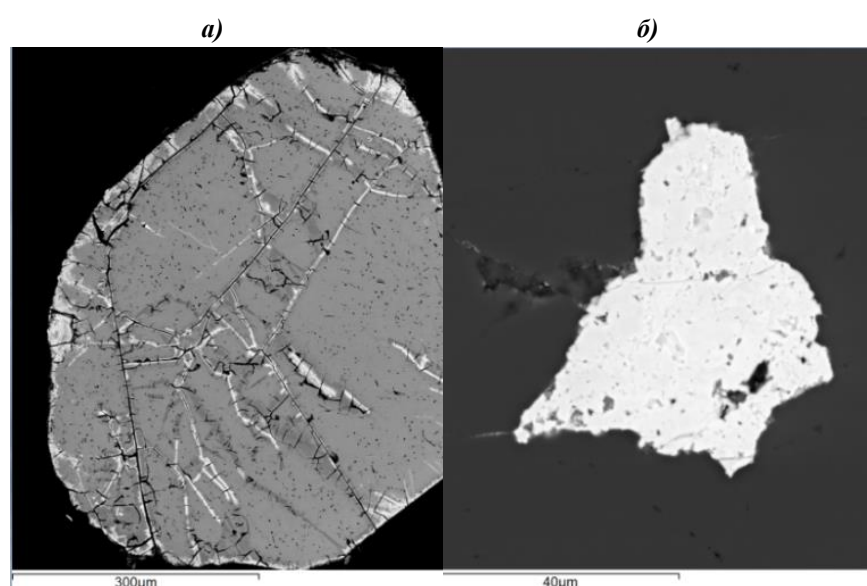


Рис. 1. Минералы концентраторы ниобия и тантала из сподуменовых пегматитов Хартынского поля: а – пирохлор, эндоконтакт жилы, образец ТС-09-74, б – колумбит, центральная часть жилы, образец ТС-11-71. Изображения в обратно-рассеянных электронах

Состав пирохлора из различных частей жил показан в таблице 1. Изменение зерен пирохлора от эндоконтактов к центру выражается в увеличении доли тантала относительно ниобия, как показателя дифференциации материнского расплава. Кроме соотношения Nb и Ta, в составе пирохлора изменяются содержания Ca, Sn, W, Th, U и редко – Mn, Ce, Y.

Таблица 1. Состав пирохлора на разных этапах эволюции пегматитов Хартынского поля.

Зоны пегматитовых жил	№ образца	Содержания химических компонентов (формульные ед.)												
		Nb	Ta	Ca	Ti	Sn	W	Th	Na	U	F	Mn	Ce	Y
Эндоконтактная	ТС-09-74	0,155-0,159	0,022-0,026	0,335-0,355	0,077-0,085	0,033-0,044	0,004-0,007	0,002-0,006	0,010-0,013	0,036-0,043	0,075-0,098	-	-	
	ТС-11-67	0,151-0,168	0,031-0,035	0,343-0,379	0,061-0,100	0,008-0,034	0,008-0,014	0,003-0,012	0,008-0,018	0,003-0,011	0,106-0,147	0,004-0,005	0,002-0,005	0-0,008
Центральная	ТС-11-71	0,075-0,077	0,096-0,098	0,249-0,236	0,072-0,073	0,011-0,014	0-0,008	0,006	0,029-0,049	0,008	0,146-0,202	-	-	0-0,012

В сподуменовых пегматитах соседнего Сутлугского поля этого же пояса единственным минералом-концентратором ниобия и тантала на всех стадиях процесса их формирования

является колумбит. Колумбит представлен длиннопризматическими зернами с характерной концентрической зональностью, обусловленной увеличением содержаний Та относительно Nb и Mn относительно Fe от центра к краям зерен. Характерной особенностью является практически полное отсутствие элементов-примесей (таблица 2, рисунок 2)

Таблица 2. Состав колумбита на разных этапах эволюции пегматитов Сутлугского поля.

Зоны пегматитовых жил	№ образца	Содержания химических компонентов (формульные ед.)					
		Nb	Ta	Fe	Ti	Mn	Y
Эндоконтактовая	ТС-09-48	0,091-0,247	0,031-0,135	0,086-0,108	0,001-0,006	0,138-0,175	0,001-0,002
Центральная	ТС-09-26	0,119-0,256	0,025-0,116	0,098-0,216	0,001-0,006	0,062-0,178	-
	ТС-09-53	0,160-0,258	0,022-0,086	0,102-0,159	0,002-0,008	0,100-0,166	-

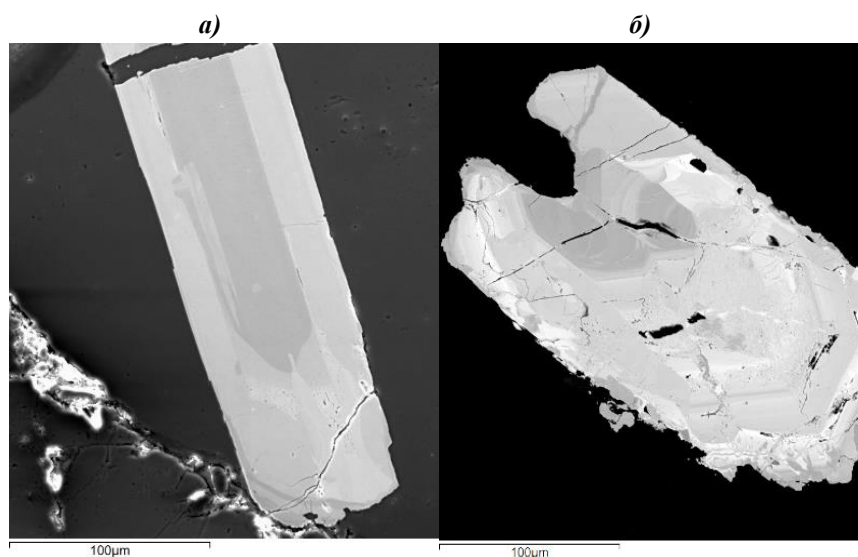


Рис. 2. Минералы группы колумбита из сподуменовых пегматитов Сутлугского поля: а – центральная часть жилы, образец ТС-09-26, б – эндоконтактовая зона, образец ТС-09-48. Изображения в обратно-рассеянных электронах

Присутствие ассоциации аксессуарных пироклора, титанита и эвксенита является подтверждением принадлежности сподуменовых пегматитов Хартынского поля к гибриднему редкометальному типу LCT-NYF, что делает его уникальным среди подобных объектов. В дальнейшем планируется более детальное изучение составов аксессуарных минералов Хартынского поля, с целью определения критериев его рудоносности.

Исследования выполнены в рамках государственного задания по теме НИР № 0284-2021-0007 с использованием оборудования ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН.

Литература:

- Горжевская С.А., Сидоренко Г.А., Гинзбург А.И., Титано-тантало-ниобаты (свойства, особенности состава и условия образования). М., «Недра», 1974, с. 40-42
- Кузнецова Л.Г. Взаимодействие корового и мантийного вещества – источников редких элементов при формировании и эволюции раннепалеозойских богатых Li гранитно-пегматитовых систем Юго-Восточной Тувы// Геология и геофизика. – 2018. - № 12. - С. 2079-2100. DOI: 10.15372/GiG20181210 (англ. DOI: 10.1016/j.rgg.2018.12.010
- Černý, P., Ercit T.S. The classification of granitic pegmatites revisited // Can. Miner., 2005, v. 43, p. 2005—2026.

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ТЕХНОГЕННО-НАРУШЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ НА ПРИМЕРЕ ПРОМПЛОЩАДКИ БЫВШЕГО ЗАВОДА ВОСТСИБЭЛЕМЕНТ

Алексеев А.С.¹, Трусова В.В.^{1,2}, Качор О.Л.²

*1 - Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
«Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской
академии наук», г. Иркутск; jr.alexeev@gmail.com*

*2 - Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего
образования «Иркутский национальный исследовательский технический университет», г.
Иркутск; vvtrusova@geo.istu.edu*

В работе представлены результаты комплексного исследования, направленного на оценку текущего экологического состояния техногенно-нарушенной территории - заброшенной промышленной площадки бывшего аккумуляторного завода «Востсибэлемент». Объект исследования расположен в городе Свирске Иркутской области и представляет собой потенциально опасную зону с точки зрения загрязнения окружающей среды тяжелыми металлами.

Техногенные отходы, скопившиеся как на территориях действующих предприятий, так и на заброшенных промышленных объектах, могут служить источниками загрязнения окружающей среды. Такие отходы зачастую содержат тяжелые металлы и другие токсичные соединения, которые способны мигрировать в окружающую среду и формировать устойчивые очаги загрязнения. При отсутствии эффективных мер рекультивации и мониторинга такие участки становятся источниками вредного воздействия на природные компоненты и здоровье населения. В связи с этим одним из приоритетных задач современной геоэкологии является разработка и внедрение научно обоснованных подходов к экологической реабилитации техногенно нарушенных территорий.

В рамках комплексного геоэкологического мониторинга авторами на протяжении 4 лет [Качор и др., 2022; Качор и др., 2022] проводятся исследования на территории заброшенной промышленной площадки бывшего завода по производству аккумуляторов ОАО «Востсибэлемент», г. Свирск (прекратил свою деятельность в 1999 году) с предоставлением всей необходимой информации администрации муниципального образования. В 2024 году данная промышленная площадка («Оставшиеся цеха бывшего Востсибэлемент в г. Свирск (Иркутская область)») была внесена в государственный реестр объектов накопленного вреда окружающей среде.

В настоящее время промплощадка представляет собой разрушенные в разной степени цеха и производственные помещения, отходы неустановленного происхождения и техногенный грунт, который в силу своего высокого загрязнения правильнее было бы характеризовать как техногенные поверхностные образования. В связи с тем, что в последние два года на заброшенной промплощадке завода «Востсибэлемент» (ВСЭ) ведется активная неконтролируемая деятельность по выемке металлоконструкций с соответствующим разбором имеющихся зданий и сооружений, что ведет к значительному повышению пылепереноса, были проведены работы по уточнению экологического состояния промплощадки [Качор и др., 2024].

Результаты проводимых авторами исследований отражают ключевые этапы экологического мониторинга – от полевых работ и лабораторных исследований до формирования предварительных рекомендаций по разработке комплексной схемы извлечения тяжелых металлов [Трусова и др., 2023]. На этапе полевых работ осуществлялся отбор проб с территории промышленной площадки, разделенной на четыре разных полигона с учетом ландшафтных и техногенных особенностей (Рис. 1).



Рисунок 1. Точки отбора проб почвогрунтов с промплощадки ВСЭ

Всего было отобрано и проанализировано 80 проб почвогрунта. Анализ отобранных проб для определения концентраций металлов (валовое содержание и подвижные формы) проводили с использованием атомно-абсорбционного метода и атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой. Результаты анализа отобранных образцов почвогрунта с указанием минимальных и максимальных концентраций тяжелых металлов и мышьяка по каждому из полигонов представлены в таблице 1 - валовое содержание и процент растворимых форм от общего содержания в таблице 2.

Таблица 1. Концентрации химических элементов в почвогрунтах промплощадки ВСЭ

Полигоны	Концентрации элементов (валовое содержание), мг/кг				
	Fe, min/max	Cu, min/max	Pb, min/max	As, min/max	Zn, min/max
A	25960/18940	41/776,9	1915,2/85360	10,1/более 170	108,4/1556,5
B	15384/175810	38,5/5812	387/151150	13/106	119/24315
C	5771/209500	8/2061	87,41/37370	6,2/87,8	21,83/421,4
D	13475/171460	30/5395	173/76625	8,6/58	74,01/1237

Таблица 2. Процент водорастворимых форм металлов и мышьяка в почвогрунтах

Полигоны	Элемент			
	Pb, % min/max	Cu, % min/max	As, % min/max	Zn, % min/max
A	18,4/75,6	0,8/8,6	2,5/32,9	16,5/59,2
B	7,5/58,7	0,2/25,8	0,02/47,7	2,8/54,0
C	24,9/35,7	1,2/11,9	0,9/39,5	8,1/32,3
D	11,7/61,8	0,01/39,8	0,3/35,8	14,6/ 47,1

Концентрации тяжелых металлов и мышьяка в почвогрунте промплощадки в отдельных пробах значительно превышают установленные нормативы содержания в почвах (ОДК Р_б 130 мг/кг, Cu 132 мг/кг, Zn 55 мг/кг, As 10 мг/кг), при этом в некоторых пробах содержание токсинов представлено по большей части подвижными формами веществ, т.е. доступной для растений и других организмов, т.к. легко мигрирует и участвует в биогеохимическом круговороте.

Исследуемая промплощадка расположена в непосредственной близости от р. Ангара, поэтому для оценки возможной миграции загрязняющих веществ в водный объект был проведен отбор проб донных отложений. Донные отложения отбирались в трех точках в параллели: 1 точка – на въезде в г. Свирск (район городского водозабора), 2 точка в центральной части города и 3 точка – зона в непосредственной близости завода с р. Ангара. Анализ проб проводился с использованием портативного рентгенофлуоресцентного анализатора SciAps серии X в режиме «Почва». По результатам исследования донных отложений в точках 1 и 2 превышений норматива (сравнение проводили с ОДК в почвах) по свинцу и меди не выявлено, концентрации мышьяка превышают норматив в 2 и 4 раза, соответственно, цинка в 1,1 и 1,5 раза, соответственно. На участке в непосредственной близости выявлено превышение норматива по свинцу в 14 раз, мышьяку в 4 раза, цинку в 5 раз, меди в 1,8 раза.

О миграции и накоплении загрязняющих веществ в объектах окружающей среды также свидетельствуют исследования листьев березы и тополей, произрастающих на территории промплощадки. Содержание свинца, мышьяка, цинка в листе превышает содержание указанных элементов в листе деревьев, отобранной на значительном удалении от города и источника загрязнения (фон) более чем в 30, 15 и 4 раза, соответственно.

Таким образом, проведенные исследования текущей экологической обстановки заброшенной промышленной площадки бывшего аккумуляторного завода «Востсибэлемент» выявили повышенный уровень загрязнения почв тяжелыми металлами, значительная часть которых представлена в водорастворимой форме. Повышенные концентрации загрязняющих веществ в донных отложениях реки Ангара указывают на процесс переноса токсикантов в водную экосистему. В связи с этим существует необходимость разработки и реализации природоохранных мероприятий, направленных на рекультивацию загрязненной промплощадки и устранение источника загрязнения окружающей среды.

Литература:

- Качор О.Л., Паршин А.В., Трусова В.В. Комплексный подход к геоэкологической оценке объектов накопленного вреда // Теоретическая и прикладная экология. 2022. № 4. С. 65–71. <https://doi.org/10.25750/1995-4301-2022-4-065-071>. EDN: ADEBVY.
- Качор О.Л., Паршин А.В., Трусова В.В., Курина А.В. Установление масштабов негативного влияния промплощадки бывшего завода «Востсибэлемент» на объекты окружающей среды // Технологии переработки отходов с получением новой продукции: материалы IV рос. науч.-практ. конф. с междунар. участием (г. Киров, 30 ноября 2022 г.). Киров: Изд-во ВятГУ, 2022. С. 247–250. EDN: ODGNBY
- Территория бывшей промплощадки Ангарского металлургического завода (г. Свирск) 10 лет спустя: современное геохимическое состояние и анализ межгодовых изменений по данным дистанционного зондирования Земли / О. Л. Качор, В. В. Трусова, С. А. Гантимурова [и др.] // Науки о Земле и недропользование. – 2024. – Т. 47, № 1(86). – С. 66-89. – DOI 10.21285/2686-9993-2024-47-1-66-89. – EDN LPXNLT.
- Трусова В.В., Качор О.Л., Алексеев А.С., Паршин А.В. Первые результаты применения методов обогащения полезных ископаемых для извлечения металлов из техногенно загрязненных почвогрунтов с существенным содержанием органического вещества // Науки о Земле и недропользование. 2023. Т. 46. № 4. С. 432–444. <https://doi.org/10.21285/2686-9993-2023-46-4-432-444>.

ОЦЕНКА ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ РИСКОВ ЗАГРЯЗНЕНИЯ РЕКУЛЬТИВИРОВАННЫХ ПОЧВ Г. СВИРСКА

Баенгуев Б.А., Белоголова Г.А.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск; baenguev@igc.irk.ru

В минувшем столетии интенсивная эксплуатация земных недр привела к негативному воздействию на окружающую среду. Загрязнение почв при длительном хранении горнопромышленных отходов является общемировой проблемой. Наибольшую опасность представляли старые отвалы, где со временем происходили процессы физико-химических преобразований сульфидов с образованием гипергенных минералов, растворимых форм мышьяка и сопутствующих тяжелым металлов (ТМ), которые интенсивно мигрировали в окружающую среду. При длительном открытом хранении содержимое отвалов подвергалось вымыванию атмосферными осадками и пылевому выветриванию.

Такая опасная критическая ситуация возникла в зоне отвалов и строений бывшего Ангарского металлургического завода (АМЗ), расположенного в г. Свирск, Южное Прибайкалье. Завод выпускал мышьяковую продукцию с 1934 по 1949 год в целях военной промышленности. После закрытия АМЗ в 1949 г. здание завода, оборудование, а также отходы производства были брошены без дальнейшей их ликвидации. В 2009–2013 годах проводились мероприятия по ликвидации металлургического завода и его отходов, включая отвалы, с последующей рекультивацией [Богданов и др., 2013, 2014].

Несмотря на попытку рекультивировать промплощадку АМЗ, данная территория остается в той или иной степени загрязнена соединениями мышьяка и ТМ [Баенгуев и др., 2022; Качор и др., 2024; Belogolova et al., 2025].

Целью данной работы являлась оценка геоэкологических рисков загрязнения мышьяком и тяжелыми металлами рекультивированных почв АМЗ при помощи расчета геохимических индексов.

На территории 14,5 га было отобрано 70 проб с поверхностного почвенного слоя мощностью 0-20 см. Химические анализы почв проводили на научном оборудовании сертифицированного аналитического центра коллективного пользования «Изотопно-геохимические исследования» Института геохимии СО РАН. Содержание химических элементов в почвах определяли при помощи рентгенофлуоресцентного и атомно-абсорбционного анализов.

Для оценки уровня загрязнения техноземов были рассчитаны индекс геоаккумуляции (I_{geo}), индекс экологического риска (Er), суммарный индекс потенциального риска (PERI), индекс нагрузки загрязнения (PLI).

Исследуемые техногенно-нарушенные почвы (техноземы) характеризуются полиэлементным загрязнением, при котором региональные фоновые значения превышены в сотни раз по As, Pb, в десятки раз по Hg, Cd, и в несколько раз по Cu, Zn. Максимальное превышение ОДК отмечено по As (до 4197 раза), Zn (до 186 раз) и Pb (до 153 раз). Среднее содержание ТМ в исследуемых почвах можно представить в виде последовательно убывающего ряда $As > Pb > Cu > Zn > Cd > Hg$.

Индексы геоаккумуляции, рассчитанные для As, Pb, Hg, Cu, Zn, Cd, находятся в широком диапазоне. Значения I_{geo} варьировались от 0,9 до 10,5 для As, от 1,2 до 8,4 для Pb, от 0,2 до 9,0 для Hg, от -0,7 до 6,4 для Zn, от 1,6 до 4,1 для Cu, от 0,4 до 2,2 для Cd. Большая часть исследуемой территории (74%) по As характеризуется как чрезвычайно загрязненная ($I_{geo} > 5$). Очаг загрязнения по наибольшим значениям I_{geo} для As, Pb, Hg, Cu, Zn совпадает, что характеризует общий источник поступления ТМ в почву, а именно сульфидную руду, используемую в производственном процессе на АМЗ.

Значения E_r , рассчитанные для каждого элемента, варьировались в пределах 0,92-122 для Zn, 2-114 для Cu, 97-340 для Cd, 27-20985 для As, 17-2455 для Pb, 73-33094 для Hg. Средние значения индексов E_r представляли следующий порядок $As > Hg > Pb > Cd > Cu > Zn$. Результаты расчета комплексного индекса оценки потенциального риска (PERI) варьировались в пределах от 259 до 55479 при среднем 4601. К очень высокому экологическому риску ($PERI > 600$) относилось 83% всей исследованной территории, доля значительного ($300 < PERI < 600$) и умеренного ($150 < PERI < 300$) рисков составили 8 и 4%, соответственно.

Значения PLI для исследуемых техноземов составляли от 2,1 до 75,9, со средним значением 14,4, что соответствует очень сильно загрязненному уровню ($PLI > 5$). По рассчитанным значениям индекса PLI 14% территории относится к умеренно загрязненной ($2 < PLI < 3$), 9% от умеренно до сильно загрязненного ($3 < PLI < 4$), 9% сильно загрязненной ($4 < PLI < 5$), 68 % очень сильно загрязненной ($PLI > 5$).

По результатам исследования установлено повсеместное загрязнение ТМ верхних горизонтов почв рекультивированной территории АМЗ. После ликвидации промышленных объектов завода, концентрации многих химических элементов в почвах и грунтах остаются очень высокими, превышающими значения ПДК/ОДК в сотни раз. По полученным результатам можно отметить высокие значения индексов I_{geo} и E_r для As, Pb, Cd, Cu, Zn, Hg. Расчет комплексного индекса PERI показал высокий экологический риск, а расчет PLI показал, что большая часть территории (68%) относится к категории очень сильно загрязненной и остается опасной зоной для проведения непосредственно на ней хозяйственной деятельности.

Исследование выполнено в рамках темы госзадания № 0284-2021-0003.

Литература:

- Belogolova G.A., Baenguev B.A., Chuparina E.V., Pastukhov M.V., Prosekin M.V., Sokolnikova Yu.V. The mechanism of arsenic behavior in the soil-plant system and its interaction with biogenic macroelements of plants under conditions of toxic stress // Chemistry and ecology. – 2025. – V. 41(2). – 173-193.
- Баенгуев Б.А., Белоголова Г.А., Чупарина Е.В., Просекин С.Н., Долгих П.Г., Пастухов М.В. Распределение содержания свинца и формы его соединений в техногенной почве г. Свирска (Южное Прибайкалье) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2022. – Т. 333. – No 8. – с. 205-214.
- Богданов А.В., Качор О.Л., Абаринова Н.Г. Обезвреживание мышьяксодержащих отходов горно-металлургической промышленности // Российский химический журнал. – 2013. – Т. 57. – No 1. – с. 75-78.
- Богданов А.В., Качор О.Л., Федотов К.В., Чайка Н.В. Ликвидация последствий деятельности мышьякового производства горно-перерабатывающей промышленности // Экология и промышленность России. – 2014. – No 5. – с. 31-35.
- Качор О.Л., Трусова В.В., Гантимурова С.А., Горячев И.Н., Икрамов З.Л., Паршин А.В. Территория бывшей промплощадки Ангарского металлургического завода (г. Свирск) 10 лет спустя: современное геохимическое состояние и анализ межгодовых изменений по данным дистанционного зондирования Земли // Науки о Земле и недропользование. – 2024. – Т. 47. – No 1. – с. 66-89.

ЗАГРЯЗНЕНИЕ ПОЧВ, ПОВЕРХНОСТНЫХ И ПРИБРЕЖНЫХ ВОД ПОБЕРЕЖЬЯ ОЗ. БАЙКАЛ

Белозерцева И.А.^{1,2}, Воробьева И.Б.¹, Власова Н.В.¹, Костюкова М.С.¹

1 - Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, г. Иркутск;

E-mail -- belozia@mail.ru

2 – Иркутский государственный университет, Иркутск

В 2015-2024 гг. в весенне-зимний, летний и осенний периоды на ключевых участках побережья отобраны образцы поверхностных вод (более 450) и почв (более 390), по стандартным методикам проведены химические анализы в полевых и лабораторных условиях ИГ СО РАН. Выявлено, что концентрации Pb в прибрежных водах оз. Байкал вблизи д.

Черноруд достигают 0,009 мг/дм³, п. Бугульдейка и Култук – 0,06 мг/дм³, п. Танхой – 0,010 мг/дм³, г. Усть-Баргузин – 0,020 мг/дм³, с. Горячинск – 0,020 мг/дм³, г. Нижнеангарск – 0,023 мг/дм³ (Рис. 1). Максимальное содержание PO₄³⁻ в прибрежных водах озера около п. Сарма составляет 0,01 мг/дм³, п. Еланцы – 0,04 мг/дм³, п. Монахово – 0,03 мг/дм³, с. Горячинск – 0,06 мг/дм³, с. Посольское – 0,05 мг/дм³, п. Бабушкин – 0,01 мг/дм³, г. Байкальск – 0,02 мг/дм³, г. Слюдянка – 0,02 мг/дм³. Максимальные концентрации NH₄⁺ в водах побережья озера напротив населенных пунктов Танхой, Байкальск, Еланцы, Черноруд, Бугульдейка имеют следующие значения - 0,44, 0,48, 0,55, 0,60, 0,64 мг/дм³ соответственно. Выявлено высокое содержание Си и Zn в береговых водах, превышающее фоновые концентрации около Ольхонских ворот, п. Кубурлик, Горячинск, Выдрино, Большие Коты, Бабушкин, Танхой, Листвянка, Большое Голоустное, составляющее более 0,01 мг/дм³. Концентрации нефтепродуктов в прибрежных водах вблизи н.п. Большое Голоустное, Слюдянка, Максимиха, Нижнеангарск составляют от 0,06 до 0,34 мг/дм³. Содержание PO₄³⁻, F⁻, Pb и нефтепродуктов в воде рек превышают ПДК. Концентрации F⁻ в воде реки Селенга и минеральных источников Хакусы достигают более 3 мг/дм³. Максимальное содержание Pb в воде рек Снежная, Утулик, Хара-Мурино, Турка, Баргузин, Селенга, Кичера, Култучная составляет 0,010, 0,011, 0,012, 0,013, 0,020, 0,020, 0,40, 0,42 мг/дм³ соответственно. Высокие концентрации PO₄³⁻ выявлены в реках Турка, Баргузин, Сарма, Снежная, Селенга, Верхняя Ангара, Тья имеющие значения – 0,01, 0,01, 0,050, 0,053, 0,06, 0,10, 0,10 мг/дм³ соответственно. Максимальное содержание NH₄⁺ обнаружены в воде рек Верхняя Ангара и Кичера составляющие 1,04 и 0,55 мг/дм³. Концентрации нефтепродуктов в воде рек Селенга, Верхняя Ангара, Баргузин, Тья составляют 0,13, 0,08, 0,07, 0,07 мг/дм³ соответственно. Содержание Zn и Си в водах рек Селенга, Кичера, Баргузин, Тья, Турка превышает 0,02 мг/дм³. Концентрация Fe в крупных реках восточного побережья оз. Байкал превышают фоновые содержания и составляет 0,17-0,37 мг/дм³.

На территории н.п. Култук, Слюдянка, Байкальск, Мурино, Новоснежная выявлены повышенные содержания токсичных элементов (Pb до 124 мг/кг, Zn – 103 мг/кг, Ni – 57 мг/кг, Co – 22 мг/кг, Cu – 43 мг/кг) в почвах, превышающие ПДК [СанПиН 1.2.3685–21] в 1,1-3,9 раз. Концентрация нефтепродуктов в почвах п. Новоснежная и Мурино превышают фоновое содержание (21,7 мг/кг) [Белозерцева, 2020] в 7,6 раз. Индекс суммарного загрязнения почв Zc по [Ревич и др., 1990] (по отношению к фоновому содержанию [Гребенщикова, 2008]) населенных пунктов юго-западного побережья имеет значения от 0,2 (г. Слюдянка) до 8,5 (п. Новоснежная). На территории п. Листвянка зафиксировано загрязнение почв ТМ (Ni - 47 мг/кг, Co – 35 мг/кг, Zn – 122 мг/кг), содержание которых превышает ПДК в 2-2,4 раза. Однако, индекс суммарного загрязнения почв невысокий - Zc=0,9.

В почвах побережья Малого Моря наблюдаются повышенные содержания Mn, Cu, Ni, Co, Cr, Pb, Zn (до 6010, 79, 128, 59, 137, 61, 87 мг/кг соответственно), превышающие ПДК в 1,1-6,4 раз. Индекс суммарного загрязнения почв Zc варьирует от 0 до 12. Выявлено высокое содержание Ni (35 мг/кг) и Zn (60 мг/кг) в почвах п. Большое Голоустное, превышающее ПДК в 1,1-2,8 раз. Источником загрязнения почв ТМ может являться не только антропогенный, но и природный - почвообразующие породы, обогащенные макро- и микроэлементами [Гребенщикова и др., 2008]. В почвах восточного побережья оз. Байкал обнаружено локальное высокое содержание Pb (до 42 мг/кг), Co (24 мг/кг), Cu (134 мг/кг), превышающее ПДК в 1,1-3,7 раз вблизи н.п. Монахово, Усть-Баргузин, Турка, Гремячинск, Кудара, Степной Дворец. Максимальные концентрации химических элементов в почвах по отношению к фону имеют: Ba (до 1583 мг/кг), Sr (450 мг/кг), V (142 мг/кг) и нефтепродукты (258 мг/кг), но не превышают санитарно-гигиенические нормативы. Индекс суммарного загрязнения почв Zc от 0 до 4,3 (п. Усть-Баргузин). В почвах северо-западного побережья Байкала (устье рек Тья и Кичера, г. Северобайкальск, п. Нижнеангарск) выявлены повышенные концентрации Cu, Co, Pb, Zn (59, 24, 35, 115 мг/кг соответственно), превышающие ПДК в 1,1-1,8 раз.

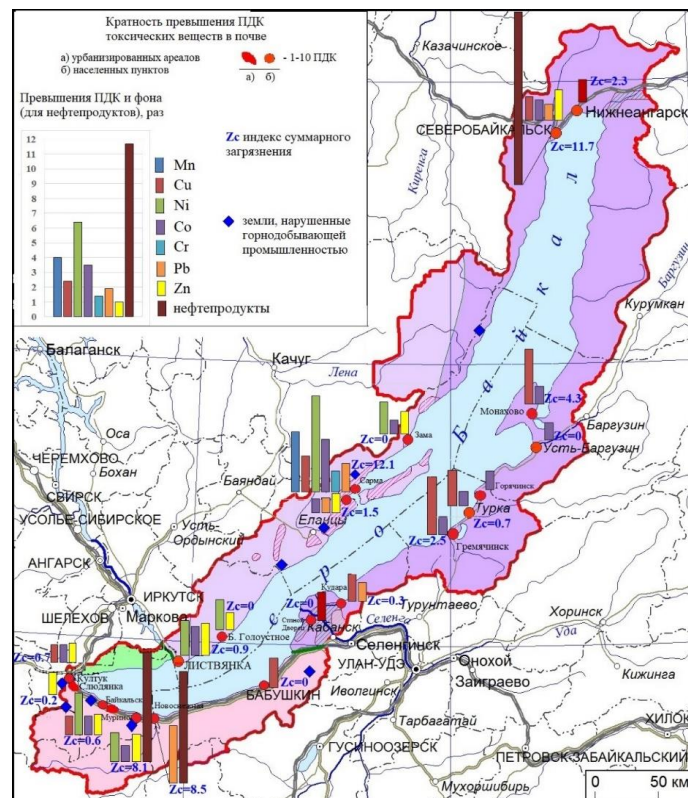
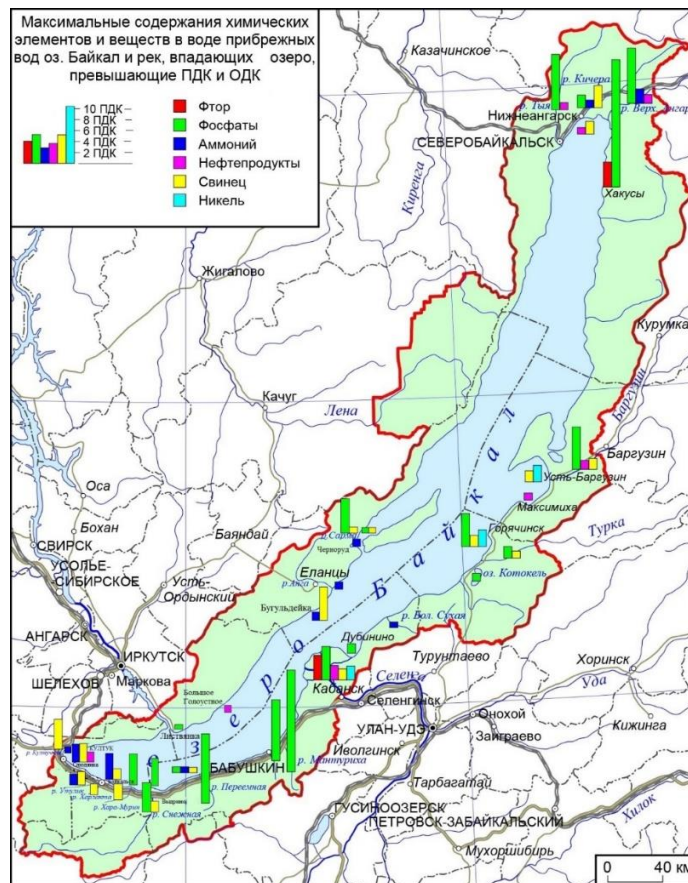


Рис. 1. Загрязнение поверхностных вод (а) и почв (б) ЦЭЗ БПТ.

Территория Центральной экологической зоны Байкальской природной территории (ЦЭЗ БПТ) – зеленый цвет фона (а). ПДК в воде для F- - 0.7, PO43- - 0.01, NH4+ - 0.4, Pb – 0.01, Ni – 0.02, нефтепродукты – 0.05 мг/кг [СанПиН 1.2.3685–21]. Природные провинции (цвет фона)

(б): Восточно-Саянская среднегорно-таежная (зеленый); Хамар-Дабанская средне- и высокогорно-таежная (розовый); Прибайкальская низко- и среднегорная среднетаежная и подгорная остепненная (светло-фиолетовый); Северо-Байкальская среднегорно-таежная (фиолетовый) [Белозерцева и др., 2017]. Степень деградации почв сельхозугодий (цвет линии штриховки) – низкая (зеленые), средняя (желтые), сильная (красные линии) [Белозерцева и др., 2017]; ПДК в почве для Mn - 1500, Cu - 33, Ni - 20, Co - 17, Cr - 100, Pb - 32, Zn – 55 мг/кг [СанПиН 1.2.3685–21]; фон для нефтепродуктов – 21,7 мг/кг по [Белозерцева и др., 2020]

Содержание нефтепродуктов в почвах г. Северобайкальск превышает фоновый уровень в 11,7 раз. Индекс суммарного загрязнения почв $Z_c=2,3$. Установлены высокие концентрации Cu и Co в почвообразующих породах, что связано с месторождениями и проявлениями рудной минерализации в данном регионе.

Согласно ранее проведенным исследованиям авторов степень загрязнения почв городов урбанизированных центров БПТ (Иркутск, Улан-Удэ и др.) [Белозерцева и др., 2022] на порядок больше, чем на побережье оз. Байкал. Несмотря на малый коэффициент водной миграции (Kx от 0,0000004 до 0,002) [Перельман, Касимов, 1999] микроэлементов, но достаточно высокие содержания в почвах, обнаружены их повышенные концентрации в воде устьев рек и прибрежных водах, превышающие ПДК. Kx для макроэлементов имеет более высокие значения: от 0,05 до 90. На побережье Байкала имеются нерекультивированные промышленные площадки (БЦБК), отстойники бытовых и промышленных вод. На данных территориях периодически наблюдаются сейсмическая активность и селевые потоки. При благоприятных условиях (например, подтоплении побережья) часть загрязняющих веществ могут из почвы мигрировать в прибрежные воды. Необходим дальнейший мониторинг геоэкологического состояния ландшафтов побережья и прибрежных вод озера.

Источник финансирования: Исследование выполнено за счет средств государственного задания (№ госрегистрации темы АААА-А21-121012190055-7, № FWEM-2021-0002).

Литература:

- Белозерцева И.А. Опыт интегральной оценки экологического состояния почвенного покрова при добыче газа в Среднем Приангарье // Почвоведение. – 2020. - № 2. - С. 244-258.
- Белозерцева И.А., Воробьева И.Б., Сороковой А.А., Лопатина Д.Н. Загрязнение почв урбанизированных территорий Байкальского региона // Почвоведение. – 2022. - № 1. - С. 119-132.
- Белозерцева И.А., Сороковой А.А., Доржготов Д., Бешенцев А.Н. Деградация и загрязнение почв // Экологический атлас Байкальского региона. ИГ СО РАН. - 2017. Карта № 139. <http://atlas.isc.irk.ru>
- Гребенщикова В.И., Лустенберг Э.Е., Китаев Н.А., Ломоносов И.С. Геохимия окружающей среды Прибайкалья (Байкальский геоэкологический полигон). Новосибирск: Акад. изд. “Гео”, 2008. - 234 с.
- Перельман А.И., Касимов Н.С. Геохимия ландшафта. М.: Астерия-2000, 1999. - 768 с.
- Ревич Б.А., Сает Ю.Е., Смирнова Р.С. Методические рекомендации по оценке степени загрязнения атмосферного воздуха населенных пунктов металлами по их содержанию в снежном покрове и почве (Утв. 15 мая 1990 г. № 5174-90). <http://docs.cntd.ru/document/1200087676>
- СанПиН 1.2.3685–21. Гигиенические нормативы и требования к обеспечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания. https://ds278-krasnoyarsk-r04.gosweb.gosuslugi.ru/netcat_files/19/8/SP123685_21_0.pdf.

ЗЕМНЫЕ ПОРОДЫ С САМОРОДНЫМ ЖЕЛЕЗОМ И ЖЕЛЕЗНЫЕ МЕТЕОРИТЫ: СОПОСТАВИТЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС

Верещагин О.С.¹

1 - СПбГУ, г. Санкт-Петербург; oleg-vereschagin@yandex.ru

Железные метеориты уже более 5000 лет привлекают внимание человека [Rehren et al., 2013]. Результаты их исследований послужили основой множества космогонических теорий и продолжают оставаться источником новых открытий в геологии и астрономии [Chladni, 1794; Goldstein et al., 2009; Scot, 2020]. Особое внимание железные метеориты привлекают в связи с экзотичностью своего минерального состава, сформированного в условиях низкой активности кислорода. Наиболее полное обобщение данных по железным метеоритам было опубликовано в конце XX века Вагном Бухвальдом [Buchwald, 1975]. В своей монументальной работе он детально обсуждает минералогию метеоритов и, в частности, приводит список из 8 бескислородных минералов, эндемичных для железных метеоритов (всего в списке 44 минерала из которых 21 – бескислородные [Buchwald, 1975]). За прошедшие 50 лет список метеоритных минералов значительно расширился [Rubin and Ma, 2021], но в железных метеоритах было открыто всего 8 новых бескислородных минералов (Таблица 1). Однако за это время многие экзотические метеоритные минералы были найдены и в земных породах.

В конце XIX века на острове Диско (Гренландия) было обнаружено земное (теллурическое) железо, которое первоначально было принято за метеоритное вещество [Nordenskiöld, 1871; Steenstrup et al., 1877]. Во второй половине XX века земные породы с самородным железом были обнаружены в Норильском рудном районе Сибирской платформы (Россия) [Баженов и др., 1959; Рябов и др., 1985; Олейников и др., 1985], в районе Бюль (Германия) [Ramdohr, 1953; Medenbach and El Goresy, 1982] и Кольском полуострове (Россия) [Дудкин и Меньшиков, 1983; Шлюкова, 1986]. В XX веке было обнаружено еще несколько необычных месторождений с теллурическим железом, среди которых особое место занимают породы формации Хатрурим (Израиль-Иордания) [Britivin et al., 2015; Galuskin et al., 2024; Vereshchagin et al., 2024]. При этом, теллурическое железо формирует крупные скопления (до 25 тонн на о. Диско и до 10 тонн в Сибири [Ulff-Møller, 1986; Рябов и др., 1985]), сравнимые с наиболее крупными железными метеоритами и характеризуется широкими вариациями химического состава. Во всех описанных месторождениях самородное железо было обнаружено *in situ* в коренных породах.

Нами был проведен анализ литературных источников и исследована коллекция земных пород с самородным железом: 5 образцов с о. Диско, 13 образцов из Норильского района (Джалтульский, Маймечинский, Хининдинский и Хунгтукунский интрузивы), 1 образец из Бюль, 4 образца с Кольского полуострова (Хибинский массив) и 42 образца из формации Хатрурим. Образцы были исследованы с помощью оптической и электронной микроскопии, порошкового рентгенофазового анализа, дифракции обратного рассеяния электронов. Отдельные фазы дополнительно изучены с помощью монокристалльного рентгеноструктурного анализа и спектроскопии комбинационного рассеяния.

В результате работы в земных породах впервые обнаружены никельфосфид ((Ni,Fe)₃P), хаксонит ((Fe,Ni)₂₃C₆), уакитит (VN) и брезинаит (Cr₃S₄). Показано, что из 8 минералов, отмеченных В. Бухвальдом как эндемичные для железных метеоритов, только 2 (карлсбергит (CrN) и перриит ((Ni,Fe)₁₆PSi₅)) до сих пор не найдены в ассоциации с теллурическим железом. При этом, общее количество эндемичных для железных метеоритов минералов сократилось до 5 (эдскотит (Fe₅C₂), карлсбергит, роалдит ((Fe,Ni)₄N), перриит и джоголдштайнит (MnCr₂S₄)). Важно отметить, что в породах формации Хатрурим недавно был найден сидеразот (Fe₃N) [Futrzyński et al., 2023], что вместе с находкой уакитита может указывать на возможность находки там и роалдита. Эдскотит и джоголдштайнит описаны в виде единичных

зерен, что не позволяет в полной мере рассматривать их как «типичные» для железных метеоритов минералы [Rubin and Ma, 2021]. Наконец, пирриит описан из богатого кремнием металле аномального железного метеорита [Buchwald, 1975], близкого по составу к обриту [Rubin and Ma, 2021]. Таким образом, можно сказать, что минеральное разнообразие земных пород с самородным железом и железных метеоритов мало отличается. Отличить теллурическое железо и вещество железных метеоритов без использования изотопно-геохимических методов не представляется возможным учитывая возможность обогащения теллурического железа никелем и фосфором. На основании данных об условиях формирования теллурического железа и сходстве минеральных ассоциаций железных метеоритов группы IAB сделаны предположения о возможных условиях формирования этой группы метеоритов.

Работа выполнена при поддержке РНФ 23-77-10025. Автор выражает благодарность РЦ СПбГУ «Геомодель» и «Рентгендифракционные методы исследования» за помощь в аналитических исследованиях, а также Е. Вапнику, А.В. Касаткину, А.Г. Копыловой, Ю.А. Михайловой, М.Н. Мурашко, И.В. Пекову и З. Филь за предоставленные образцы.

Таблица 1. Бескислородные минералы в земных породах и железных метеоритах

Земные породы							Железные метеориты
Название	Формула	Диско, Гренландия	Норильск, Россия	Хибины, Россия	Бюль, Германия	Хатрурим, Левант	
Самородные элементы и интерметаллиды							
Алмаз	C						■
Графит	C	■	■	■	■	■	■
Железо**	Fe	■***	■	■	■	■	■
Лонсдейлит*	C						■
Медь	Cu	■	■			■	■
Тетратэнит**	FeNi		■			■	■
Тэнит**	(Fe,Ni)	■***	■			■	■
Карбиды							
Когенит**	Fe ₃ C	■***	■		■	■	■
Хаксонит*	(Fe,Ni) ₂₃ C ₆	?	■***				■
Эдскотит**	Fe ₅ C ₂						■
Нитриды							
Карлсбергит*	CrN						■
Роалдит**	(Fe,Ni) ₄ N						■
Уакитит**	VN					■***	■
Фосфиды							
Аллабогданит**	(Fe,Ni) ₂ P					■***	■
Никельфосфид**	(Ni,Fe) ₃ P	■				■***	■
Перриит*	(Ni,Fe) ₁₆ PSi ₅						■
Трансиорданит**	Ni ₂ P					■***	■
Шрейберзит*	Fe ₃ P	■***	■			■	■
Сульфиды							
Брезинаит*	Cr ₃ S ₄					■***	■
Гроховскиит **	CuCrS ₂					■***	■
Джерфишерит *	K ₆ (Fe,Cu,Ni) ₂₅ S ₂₆ Cl					■	■
Джоголдштайнит **	MnCr ₂ S ₄						■
Добреелит*	FeCr ₂ S ₄					■***	■
Троилит**	FeS	■***	■	■	■	■	■

Примечание: * – минералы, эндемичные для метеоритов по В. Бухвальду (1975); ** – минералы, открытые в метеоритах; *** – первая находка минерала в земных породах.

Литература:

Britvin S.N., Murashko M.N., Vapnik Y., Polekhovsky Y.S., Krivovichev S.V. Earth's phosphides in Levant and insights into the source of Archean prebiotic phosphorus // Sci. Rep. – 2015. – 5. – p. 10–14.
 Buchwald V.F. Handbook of Iron Meteorites // University of California Press, Berkeley, California. – 1975. – 490 p.
 Chladni E. F. F. Ueber den Ursprung der von Pallas gefundenen und anderer ihr ähnlicher Eisenmassen, und über einige damit in Verbindung stehende Naturerscheinungen // Hertknoch, Riga. – 1794. – 63 p.

- Futrzyński J., Juroszek R., Skrzyńska K., Vapnik Y., Galuskin E. Uvarovite from Reduced Native Fe-Bearing Paralava, Hatrurim Complex, Israel // *Lithosphere*. – 2023. – 1. – lithosphere_2023_214.
- Galuskin E., Galuskina I., Vapnik Y., Kusz J., Marciniak-Maliszewska B., Zieliński G. Two modes of terrestrial phosphide formation // *Am. Mineral.* – 2024b.
- Goldstein J.I., Scott E.R.D., Chabot N.L. Iron meteorites: Crystallization, thermal history, parent bodies, and origin // *Geochemistry*. – 2009. – 69. – 4. – p. 293-325.
- Medenbach O., El Goresy, A. Ulvöspinel in native iron-bearing assemblages and the origin of these assemblages in basalts from Ovifak, Greenland, and Bühl // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1982. – 80. – 4. – p. 358-366
- Nordenskiöld N.A.E. Redogörelse för en expedition till Grönland år 1870 // *Öfversigt af Kungl. Vetenskapsakademiens Förhandlingar*, Stockholm. – 871. – 27 (10). – p. 923–1082.
- Ramdohr, P. Maldonit: Neue beobachtungen am bühl-eisen // *Akad.-Verlag*. – 1953.
- Rehren T., Belgia T., Jambon A., Káli G., Kasztovszky Z., Kis Z., Kovács I., Maróti B., Martín-Torres M., Miniaci G., Pigott V. C., Radivojević M., Rosta L., Szentmiklósi L., Szökefalvi-Nagy Z. 5,000 years old Egyptian iron beads made from hammered meteoritic iron // *Journal of Archaeological Science*. – 2013. – 40. – p. 4785–4792.
- Rubin A., Ma C. *Meteorite Mineralogy* // Cambridge University Press. – 2021. – 420 p.
- Scott, E. Iron Meteorites: Composition, Age, and Origin // *Oxford Research Encyclopedia of Planetary Science*. – 2020.
- Steenstrup K.J.V. On the non-meteoritic origin of the masses of metallic iron in the basalt of Disko in Greenland // *Mineralogical Magazine*. – 1877. – 1. – p. 143–148.
- Ulf-Møller, F. A. New 10 Tons Iron Boulder from Disko, West Greenland // *Abstracts and Program for the 49th Annual Meeting of the Meteoritical Society*. – 1986. – LPI Contribution 600. – p. 215.
- Vereshchagin O.S., Khmel'nitskaya M.O., Murashko M.N., Vapnik Y., Zaitsev A.N., Vlasenko N.S., Shilovskikh V.V., Britvin S.N. Reduced mineral assemblages of superficial origin in west-Central Jordan // *Mineral. Petrol.* – 2024. – 118. – p. 305–319.
- Баженов И. К., Индукаев Ю. В., Яхно А. В. Самородное железо в габбро-долеритах р. Курейки (Красноярский край) // *Записки ВМО*. – 1959. – 88. – 2. – с. 180-184.
- Дудкин О.Б., Меньшиков Ю.П. Минералогическое изучение Кольских щелочных массивов и его практическое значение // *Записки ВМО*. – 1983. – 5. – с. 512-520.
- Корчак Ю.А. Минералогия пород ловозерской свиты и продуктов их контактово- метасоматического преобразования в щелочных массивах // *Дисс. к. г.-м. н. ГИ КНЦ РАН. Апатиты*. – 2008. – 328 с.
- Олейников Б.В., Округин А.В., Томшин М.Д. и др. Самородное металлообразование в платформенных базитах // *Якутск, ЯФ СО АН СССР*. – 1985. – 124 с.
- Рябов В.В., Павлов А.Л., Лопатин Г.Г. Самородное железо сибирских траппов // *Новосибирск: Наука*. – 1985. – 168 с.
- Шлюкова З.В. Минералогия контактовых образований Хибинского массива // *Москва, Наука*. – 1986. – 97 с.

ВКЛЮЧЕНИЯ ШПИНЕЛИ В КСЕНОЛИТЕ ПЕРИДОТИТОВ (БОГЕМСКИЙ МАССИВ, ЧЕХИЯ)

Власенко Н.С., Борисова В.А., Бочаров В.Н., Янсон С.Ю., Пономарева Н.И.

*Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург,
E-mail: n_ponomareva@mail.ru*

Настоящее сообщение посвящено результатам исследования шпинели из ксенолита перидотитов (Богемский массив, Чехия) в образце из Петрографического музея Санкт-Петербургского государственного университета.

Перидотиты сложены оливином, энстатитом, клинопироксеном и хромистой шпинелью. Состав оливина в среднем соответствует в вес %: MgO 48,86; SiO₂ 41,46; FeO 8,96; CaO 0,10; MnO 0,21; NiO 0,41. Энстатит содержит в среднем в вес %: MgO 34,08; SiO₂ 57,07; Al₂O₃ 1,89; FeO 5,95; CaO 0,42; Cr₂O₃ 0,44; MnO 0,17.

В клинопироксене в среднем установлено в вес %: MgO 17,09; SiO₂ 51,95; CaO 21,78; Al₂O₃ 1,49; FeO 2,53; Cr₂O₃ 0,88.

Шпинель наблюдается в оливине и энстатите в виде кристаллов неправильной, иногда причудливой формы. Размер её выделений от 50 до 300 μm (рис. 1).

Как видно на рис. 1а, абсолютно все кристаллы шпинели характеризуются наличием оторочки на контакте с оливином и энстатитом. Центральная часть кристалла шпинели

содержит (вес.%): MgO - 17,50; Al₂O₃ - 37,42; FeO - 13,29; Cr₂O₃ - 31,89; V₂O₅ - 0,22. Хромистость её, определённая как Cr/(Cr+Al), равна 0,36

Оторочка представлена параллельно-шестоватым агрегатом зерен, причём основная масса – это червеобразные выделения шпинели (рис.1, б). Состав этих образований также отвечает хромистой шпинели (рис.1, в), но хромистость их заметно выше, чем в центре кристалла — Cr#=0,60 (содержание Cr₂O₃ — 42,76, Al₂O₃ — 18,89).

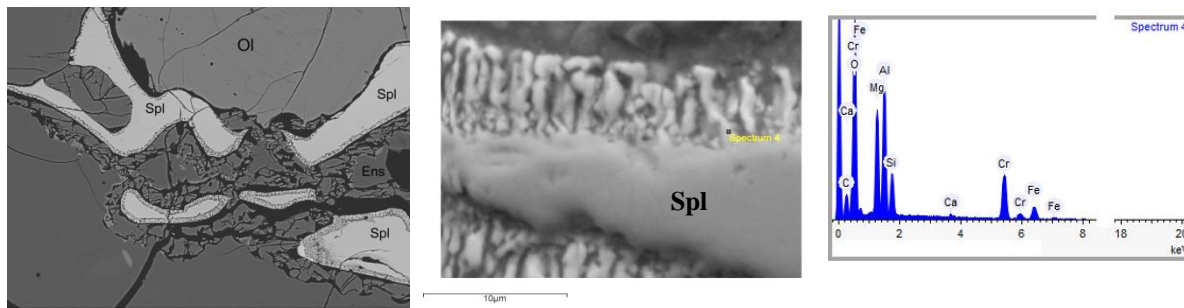


Рис. 1. а - кристаллы шпинели с оторочками вокруг них;
 б - червеобразные выделения шпинели в оторочке; в - спектр элементов, соответствующий червеобразному выделению в оторочке.
 Условные обозначения: Ol – оливин, Ens – энстатит, Spl – шпинель.

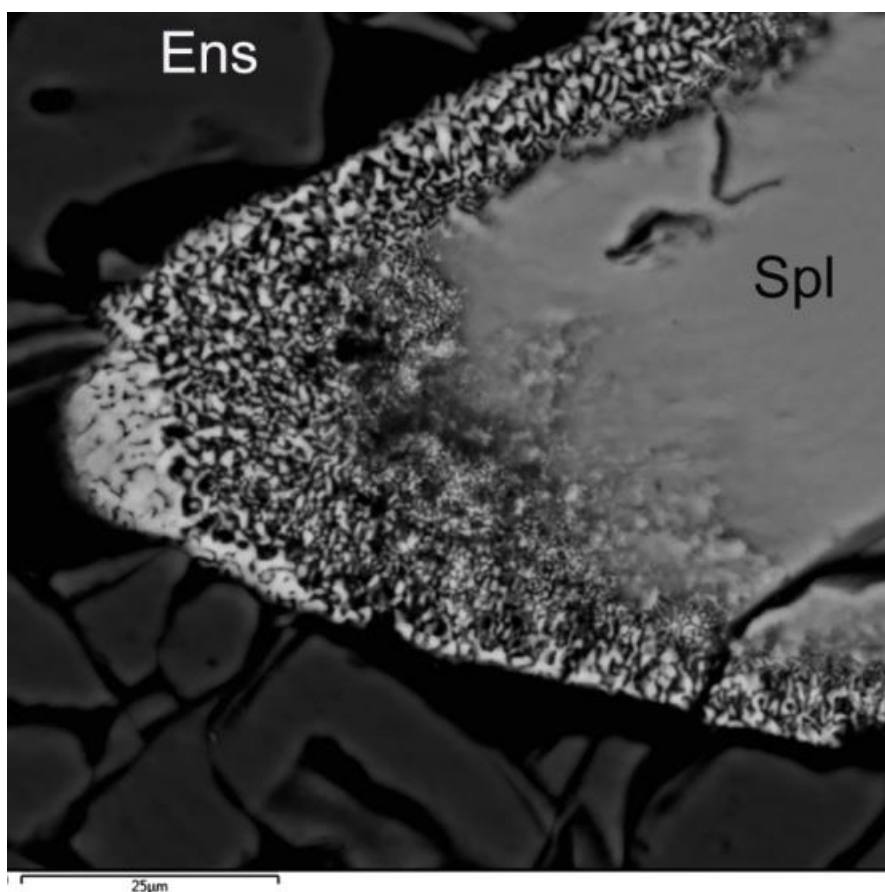


Рис. 2. Поликристаллическая псевдоморфоза шпинели, обволакивающая её протокристалл. Условные обозначения на рис.1.

На первый взгляд, происходит зарождение новой генерации шпинели на кристалле того же минерального вида, как это показано в работах [Григорьев, 1961; Жабин, 1979]. Однако рост этих новообразований шпинели направлен не в сторону примыкающих минералов, а к центральной части протокристалла. Подобные явления описаны в работе А.Э. Гликина [Гликин,

2004]. Растворение протокристалла и рост шестоватых агрегатов локализованы в пределах монокристаллического зерна шпинели и протекают синхронно (рис. 2). Вторичные образования сохраняют значительную часть облика основного кристалла (протокристалла). Такие образования, по мнению А.Э. Гликина, представляют собой поликристаллические псевдоморфозы, или локализованные автоморфозы с дефицитом объема - продукты, обволакивающие протокристалл, в данном случае шпинель.

Как показано в работе (Новикова и др., 2023), посвященной ксеноморфным включениям шпинели из ксенолита мантийного лерцолита (вулкан Чиринкотан, Курильские острова), состав шпинели тесно связан с её морфологическими особенностями: ксеноморфные, ангедральные (червеобразные) включения её в оливине свидетельствуют о нестабильности и реакционной её природе. Таким образом, разные морфологические типы, структуры и составы шпинели могут быть индикаторами метасоматических процессов.

Авторы благодарны сотрудникам Петрографического музея Санкт-Петербургского государственного университета Е.В. Путинцевой и М.Ю. Синай за предоставленный для изучения каменный материал, а также сотрудникам РЦ СПбГУ «Микроскопии и микроанализа Н.Р. Пинчук и К.А. Бенкину за консультации и помощь при выполнении исследований.

Исследования выполнены при поддержке гранта СПбГУ № 124032000029-9.

Литература:

- Гликин А.Э. Полимнерально-метасоматический кристаллогенезис. С-Петербург, 2004. - 319с
Григорьев Д.П. Онтогенез минералов. Изд-во Львовского университета. 1961. - 284 с.
Жабин А.Г. Онтогенез минералов. М., 1979. - 260 с.
Новикова А.С., Каменецкий В.С., Савостин Г.Г., Щербаков В.Д., Зеленский М.Е. Составы и морфологические особенности шпинелидов в ксенолите лерцолита (вулкан Чиринкотан)// Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. - 2023. - В.20. - С. 423–433

ВЛИЯНИЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ ФАКТОРОВ НА СОСТАВ СУБРЕЦЕНТНЫХ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫХ СПЕКТРОВ ПРИБРЕЖНЫХ ИЛОВ ОЗЕРА САГАН-НУР

Волчатова Е.В.¹, Безрукова Е.В.¹

1 - *Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск;*
E-mail - volchatova@igc.irk.ru

Палинологическое исследование субрецентных проб является важной частью реконструкций растительного покрова территорий как настоящего времени, так и прошлых лет. Результаты спорово-пыльцевого анализа современных отложений помогают составить представление о характере растительного покрова исследуемых территорий, а также оценить влияние региональных/субрегиональных факторов на таксономический состав аккумулятивной в отложениях пыльцы.

Девять образцов поверхностных проб, отобранных из озерного ила у уреза воды в озере Саган-Нур, содержат записи о составе растительности в котловине озера в настоящее время. Состав спорово-пыльцевых спектров поверхностных проб приведен на рисунке 1. В группе общего состава СПС зеленым цветом выделена пыльца древесных растений, красным – кустарников, желтым – травянистой растительности, и темно-бирюзовым – споровых растений. В описании спектров пыльцы и спор приводятся средние значения обилия изученных таксонов растений.

Максимальные значения характерны для пыльцы сосны обыкновенной (38,5 %). Ей сопутствует пыльца сосны сибирской, составляя 25,5 %. Однако в настоящее время ни в котловине, ни на побережье озера сосны не встречаются.

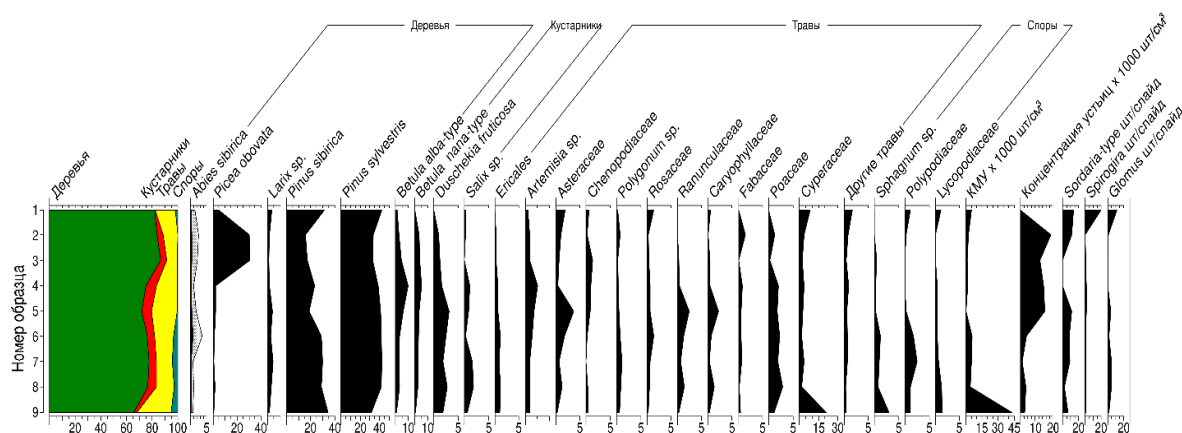


Рис. 1. Состав спорово-пыльцевых спектров из ила прибрежной зоны озера Саган-Нур

На спорово-пыльцевой диаграмме обилие пыльцы древесных растений составляет 77,2 %, являясь доминирующим элементом спектра.

Известно, что поверхностные СПС открытых ландшафтов, таких как лесотундра, тундра, степь содержат пыльцевые зерна из вне-региональных источников [Seppä et al., 2004]. Особенно много в СПС из открытых ландшафтов пыльцы ветроопыляемых древесных растений, таких как сосна сибирская, обыкновенная и береза древовидная. Пыльца этих пород благодаря наличию воздушных мешков у сосен и малому размеру у березы обеспечивает им способность разлетаться на расстояние до нескольких сотен километров от продуцирующего пыльцу дерева, что обуславливает ее встречаемость на удаленных от деревьев этих пород территориях [Безрукова, 1999].

Очень крупная пыльца пихты и ели, напротив, не разносится на значительные расстояния, и большая ее часть оседает у стены продуцирующих их древостоев [Bezrukova et al., 2005; Liu et al., 1999].

В составе СПС из поверхностных проб, которые были получены из верхнего слоя моховых подушек, найденных и опробованных внутри частного локального островка ели среди лиственничного леса на юго-восточном побережье озера, значение еловой пыльцы достигает 30 %. В пробах, вблизи которых ель не росла, обилие ее пыльцы совсем незначительно, подтверждая имеющиеся выводы о слабом распространении пыльцы ели в пределах горно-лесных и подгорно-равнинных ландшафтов юга Сибири [Bezrukova et al., 2005].

В настоящее время древесная растительность в котловине и бассейне озера Саган-Нур представлена лиственницей. Ель и береза встречаются в виде редкой примеси. Такой состав современной растительности нашел адекватное отражение в поверхностных СПС, в которых пыльца лиственницы составляет 2,6 %, ели – 8,3 % и 3,8 % пыльца березы. Кроме того, присутствие в спектрах поверхностных отложений устьиц лиственницы также характеризует ее присутствие вблизи береговой линии озера. Пыльца сосен рассматривается нами как заносная и как показатель региональной растительности средне- и нижнегорно-таежного поясов Восточного Саяна. Она поступает в озерные отложения с ветровым и водным переносом с окружающих территорий.

Также в составе пыльцы древесных в спектрах отложений у уреза воды в озере встречается пихта, однако для нее характерны низкие значения: 0,3 %. Обычно пыльца этой

породы оседает близко к продуцирующим ее деревьям, исходя из чего ее крайне низкое обилие в прибрежных отложениях поверхностных проб указывает на ее заносный характер.

В связи с обилием в изученных спектрах заносных пыльцевых зерен сосны создается представление о господствующей роли лесной растительности в котловине озера. Фактическая доля древесной растительности в котловине озера гораздо ниже, чем отражено в СПС, тогда как доля трав и кустарников, характеризующих локальную растительность, выше отраженной в спектрах.

Работа выполнена в соответствии с государственным заданием Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (проект № 0284-2021-0003).

Литература:

- Bezrukova E.V., Abzaeva A.A., Letunova P.P., Kulagina N.V., Vershinin K.E., Belov A.V., Orplova L.A., Danko L.V. Post-glacial history of Siberian spruce (*Picea obovata*) in the Lake Baikal area and the significance of this species as paleo-environmental indicator // *Quaternary International*. – 2005. – V. 136. – P. 18
- Liu H.Y., Cui H.T., Pott R., Speier M. The surface pollen of the woodland-steppe ecotone in southeastern Inner Mongolia, China // *Review of Palaeobotany and Palynology*. – 1999. – V. 105. – P. 237-250.
- Seppä H., Birks H.J.B., Odland A., Poska A., Veski S. A modern pollen–climate calibration set from northern Europe: Developing and testing a tool for palaeoclimatological reconstructions // *Journal of Biogeography*. – 2004. – V. 31. – P. 251-267.
- Безрукова Е.В. Палеогеография Прибайкалья в позднеледниковье и голоцене. Новосибирск: Наука. –1999. – 128 с.

ЩЕЛОЧНЫЕ ПЕГМАТИТЫ МАССИВА ИНАГЛИ (АЛДАНСКИЙ ЩИТ)

Гавриленко В.В.¹, Радомская Т.А.¹, Марфин А.Е., Шахмурадян А.Р.², Регир Е.П.²,
Власюк И.О.¹

1 - Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск;

E-mail - verf61@yandex.ru

2 - University of Manitoba, Winnipeg, Canada

Инаглинский массив, находящийся в 30 км от г. Алдан, залегает в архейских метаморфических породах Алданского щита. Строение массива характеризуется как концентрически-зональное и достигает 5 км в диаметре. В центральной части шток дунитов окружен по периферии узкой зоной перидотитов, пироксенитов и сложной кольцевой зоной щелочных пород мощностью до 1 км. Среди щелочных пород выделяются шонкиниты и щелочные сиениты. Центральный дунитовый шток и часть кольцевой зоны шонкинитов пересечены серией пегматитовых жил [А. Ф. Ефимов и др., 1963]. Жилы выполняют радиальные и кольцевые трещины как на периферии дунитового штока, так и в его внутренней части. Основная часть щелочных пегматитов Инаглинского массива изучалась преимущественно из наземных выработок и в меньшей степени в скважинах, пробуренных в конце 80-х годов прошлого века. Массив Инагли известен единственным в России месторождением ювелирного хромдиопсида, которое до сих пор разрабатывается. С Инаглинским массивом, связано месторождение россыпной платины. В зоне гипергенеза разрабатывали месторождение вермикулита.

Щелочные пегматиты Инаглинского массива сложены минералами характерными для пегматитов классических щелочных массивов Кольского полуострова, южной Норвегии, Гренландии, Канады, но отличающимися от них магнезиально-стронциево-бариевой спецификой. Это обусловлено с одной стороны положением Инаглинского массива в пределах Алданской щелочной провинции, обогащённой барием и стронцием, а с другой – залеганием пегматитов среди дунитов, слагающих центральную часть зонально-кольцевого массива [Ефимов и др., 1963]. По минеральному составу пегматиты подразделяются на три типа: I –

диопсид-ортоклазовые, II – амфиболово-ортоклазовые, III – микроклин-альбит-амфиболовые с эгирином и натролитом (редкометалльные). В щелочных пегматитах III типа были обнаружены такие новые минералы как батисит [Кравченко, Власова, 1959], иннелит [Кравченко и др., 1961], стронциоапатит [Ефимов и др., 1961], инаглиит [Рудашевский и др., 1984], набалампрофиллит [Чуканов и др., 2004], аквалит [Хомяков и др., 2007]. Среди пегматитов III типа выделяются два подтипа. К первому подтипу относят батисит-натролитовый, ко второму подтипу лейкофенит-томсонитовый [А. А. Глаголев и др., 1974]. В глубоких горизонтах массива среди дунитов были обнаружены новые подтипы редкометалльных пегматитов с гакманитом [Радомская и др., 2020] и фресноитом [Радомская и др., 2021, Гавриленко и др., 2025].

К I и II типу относятся диопсид-ортоклазовые и амфиболово-ортоклазовые пегматиты соответственно, залегающие в центральной части дунитового штока. Они имеют довольно простой минеральный состав: полевой шпат, диопсид, амфиболы (магнезиоарфведсонит и рихтерит), слюда, представленная ближе к поверхности вермикулитом, а на глубине флогопитом. Диопсид-ортоклазовые пегматиты преимущественно сложены футляровидными кристаллами диопсида и гипидиоморфными призматическими зёрнами диопсида. Центр кристаллов состоит из изумрудно-зелёного хромдиопсида, а по периферии – из тёмно-зелёного диопсида, с более высоким содержанием эгиринового минала. Рихтерит в виде мелковолокнистых агрегатов часто образуется в интерстициях между зёрнами.

Амфиболово-ортоклазовые пегматиты II типа – существенно полевошпатовые породы светло-серого цвета с зеленоватым оттенком. Среди тёмноцветных минералов в амфиболово-ортоклазовых пегматитах преобладают амфиболы. Обычно это вытянутые или короткопризматические кристаллы магнезиоарфведсонита в сростании с зёрнами клинопироксена. Они идиоморфны по отношению к таблитчатым кристаллам калиевого полевого шпата.

Пегматиты III типа микроклин-альбит-амфиболового состава с эгирином и натролитом отличаются от перечисленных ранее более сложной минерализацией, зональным строением и характером залегания. Жилы этого типа выполняют концентрические кольцевые трещины, располагающиеся в периферии дунитового штока, редко среди кольцевой зоны развития шонкинитов. Эти пегматиты образуют крупные, мощностью до 20 м, жилы, простирающиеся на несколько километров. По дунитам, вмещающим жилы такого типа, развиваются флогопитовые оторочки. Вблизи дневной поверхности они имеют серпентин-вермикулитовый состав. В реакционной зоне на контакте щелочного пегматита и дунита образованы оранжевые чешуйки тетраферрифлогопита, короткопризматические идиоморфные кристаллы амфибола серого цвета в сростании с зёрнами зелёного эгирина, вокруг хромита образуется ярко-зелёный хромэгирин.

По составу редкометалльной минерализации среди пегматитов III типа батисит-натролитовый и лейкофенит-томсонитовый подтипы различаются по геологическому положению и внутреннему строению. Пегматиты батисит-натролитового подтипа занимают в массиве промежуточное положение между пегматитами роговообманково-ортоклазового типа и пегматитами лейкофенит-томсонитового подтипа, когда последние залегают в эндоконтактной зоне дунитового штока.

В щелочных пегматитах всех типов встречаются зональные пироксены, магнезиальность которых варьируется от 0,94 до 0,79 и увеличивается эгириновый минал от центра к краю зерна. Но в пегматитах третьего типа чаще встречаются зёрна эгирина. Форма спектров редких элементов в клинопироксенах щелочных пегматитов всех типов, нормализованных к примитивной мантии и хондриту соответственно, на мультиэлементных диаграммах и диаграммах РЗЭ указывает на их генетическое родство. По форме кривые распределения РЗЭ, нормализованные к хондриту (РЗЭN), характеризуются отрицательным наклоном, обусловленным обогащением лёгкими лантаноидами (LREE) $(La/Yb)_N$ 1,1–25,5 и $(La/Ho)_N$ относительно тяжёлых, отсутствием или слабовыраженной европиевой аномалии $Eu/Eu^* = 0,5–1,8$, что указывает на отсутствие фракционирования Eu в магматическом расплаве.

Клинопироксены щелочных пегматитов характеризуется синусоидальной формой спектра с более резким обогащением в области легких лантаноидов (LREE) и обеднением в области тяжелых лантаноидов (HREE). На мультиэлементных диаграммах поведение редких элементов, за исключением Th, Pb, Sr в клинопироксенах аналогично и отличается только концентрациями некоторых редких элементов. Почти для всех спектров характерны отрицательные аномалии Th, Nb, Ta, Zr, Hf и положительные аномалии Sr. В оторочке зонального диопсида с повышенным эгиринным миналом из пегматитов III типа отмечается слабая положительная аномалия Hf. Поведение Pb может значительно отличаться в пределах одного зерна, образуя как положительные, так и отрицательные аномалии. Возможно, это связано с микровключениями минералов свинца.

По химическому составу пегматиты I типа отвечают шонкиниту, II и III типа – сиенитам. Характерной особенностью щелочных пегматитов Инаглинского массива по сравнению с другими массивами является значительное преобладание магния над железом. В пегматитах Ловозерского массива отношение магния к железу (Mg/Fe) равно 1/3, а в пегматитах Инаглинского массива от 0,2 до 14,78. Характерно, что это отношение уменьшается от пегматитов I типа (наиболее магнезиальные) к пегматитам III типа (наименее магнезиальные). Эта зависимость отражена на примере смены диопсида пегматитов I типа эгирином пегматитов III типа [Глаголев А.А., 1974]. Таким образом, при переходе от пегматитов от I к III типу наблюдается увеличение железистости, также увеличивается содержание натрия за счет уменьшения магнезиальности и уменьшения содержания калия.

По форме кривые распределения РЗЭ щелочных пегматитов, нормализованных к хондриту ($(PЗЭ)_N$), характеризуются отрицательным наклоном, обусловленным обогащением легкими лантаноидами (LREE) $(La/Yb)_N$ 4,0-9,0 и $(La/No)_N$ относительно тяжелых, отсутствием или слабовыраженной европиевой аномалией $Eu/Eu^* = 0,77-0,81$ что указывает на отсутствие фракционирования Eu в магматическом расплаве. Для щелочных пегматитов, также как и для дунитов и сиенитов массива свойствен синусоидальный характер распределения с обеднением в области тяжелых лантаноидов (HREE), а именно Dy, Ho, Er, Tm и Yb. Для спектров на мультиэлементных диаграммах характерны отрицательные аномалии Th, U, Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, и положительные аномалии Pb, Ba, Sr, K.

Исследования выполнены в рамках государственного задания по Проекту № 0284-2021-0007 на оборудовании ИГХ СО РАН.

Литература:

- Глаголев А.А., Корчагин А.М., Харченко А.Г. Щелочно-ультраосновные массивы Арбарастах и Инагли / М.: Наука. 1974. - 175 с.
- Ефимов А.Ф., Кравченко С.М., Власова Е.В. К минералогии щелочных пегматитов Инаглинского массива // Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов // Труды. - 1963. - № 16. - С. 141–175.
- Кравченко С. М., Власова Е. В., Казакова М. Е., Илюхин В. В., Абрашев К. К. Иннэлит – новый силикат бария // ДАН. - 1961. - № 141. №5. - С. 1198–1199.
- Радомская Т. А., Канева Е. В., Шендрик Р. Ю., Суворова Л. Ф., Владыкин Н. В. Серосодержащий содалит – гакманит в щелочных пегматитах массива Инагли (Алданский щит): кристаллохимические особенности, фотохромизм и люминесценция // ЗРМО. - 2020. - Ч. CXLIXю - № 2. - С. 42–54. ID: 42773627 DOI: 10.31857/S0869605520020069
- Радомская Т.А., Канева Е.В., Марфин А.Е., Черкасова Ю.В., Суворова Л.Ф., Владыкин Н.В. Фресноит в щелочных пегматитах массива Инагли (Алданский щит) // Материалы XIII Съезда Российского минералогического общества «Минералогия во всем пространстве сего слова: Проблемы развития минерально-сырьевой базы и рационального использования минерального сырья» и Федоровской сессии. Том 2. - СПб: ЛЕМА. 2021. С. 74–75. <https://doi.org/10.30695/zrmo/2021.2.035>
- Хомяков А. П., Нечелюстов Г. Н., Расцветаева Р. К. Аквалит $(H_3O)_8(Na,K,Sr)_5Ca_6Zr_3Si_{26}O_{66}(OH)_9Cl$ – новый минерал группы эвдиалита из щелочного массива Инагли, Саха-Якутия, Россия, и проблема оксония в гидратированных эвдиалитах // ЗРМО. - 2007. - 136. вып. 2. - С. 39–55.
- Чуканов Н. В., Моисеев М. М., Пеков И. В., Лазебник К. А., Расцветаева Р. К., Заякина Н. В., Феррарис Дж., Ивальди Г. Набалампрофиллит $Ba(Na,Ba)\{Na_3Ti[Ti_2O_2Si_4O_{14}](OH,F)_2\}$ – новый слоистый титаносиликат группы лампрофиллита из щелочно-ультраосновных массивов Инагли и Ковдор, Россия // Зап. РМО. - 2004. 133. №1. С. 59–72

MN-Fe ОРТОПИРОКСЕНЫ В КЛИНКЕРАХ НИЛГИНСКОГО ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА МОНГОЛИИ

Глушкова В.Е.¹, Перетяжко И.С.¹, Савина Е.А.¹, Хромова Е.А.², Чуешова А.Г.¹

1 - Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск;

E-mail - glushkova@igc.irk.ru

2 – Геологический институт им. Н. Л. Добрецова СО РАН, г. Улан-Удэ

В пирометаморфических комплексах Монголии (Нилгинском и Хамарин-Хурал-Хид) встречаются клинкеры и железистые паралавы, обогащенные Mn (до 5.2 мас.% MnO), которые образовались в результате низкобарического плавления пелитов (аргиллитов, алевролитов) во время многостадийных угольных палеопожаров [Peretyazhko et al., 2017; Перетяжко и др., 2018; Савина и др., 2020; Савина, Перетяжко, 2023].

В железистых паралавах Хамарин-Хурал-Хида основными минералами-концентраторами Mn являются герцинит–Al-магнетит и фаялит, а в железистых термически измененных пирогенных породах – промежуточные члены изоморфного ряда магнетит–якобсит $MnAl_2O_4$, содержащие до 0.45 ф.ед. Mn. В Нилгинском комплексе обнаружен клинкер с ксенолитами частично плавленого аргиллита, который содержит 0.3-0.6 мас.% MnO. Матрикс клинкера сложен кислым калиевым алюмосиликатным стеклом с включениями микролитов плагиоклаза, минералов групп шпинели, кордиерита и пироксена (Рис. 1, а). Редко встречаются вкрапленники фаялита, содержащие до 26 мол.% минала тефроита, на которые нарастали микролиты Mn-содержащего ортоферросилита (Рис. 2, b).

Первыми в алюмосиликатном расплаве кристаллизовались зерна обогащенных Mn (до 0.3 ф.ед.) герцинита–Al-магнетита и индиалита–ферроиндиалита. Отношение средних концентраций Mn в этих минералах и окружающем их стекле (коэффициент распределения Kd Mn) составляет < 4 и < 6 , соответственно. Основным минералом-концентратором Mn в клинкере (Kd Mn > 18) является более поздний Mn-содержащий ортоферросилит (Табл. 1, ан. 1-3), образующий игольчатые микролиты с включениями Al-магнетита и индиалита–ферроиндиалита. Локально в матриксе клинкера встречаются участки, сложенные таблитчатыми микролитами Mn-Fe ортопироксена, содержащего до 0.8 ф.ед. Mn (Рис. 1, с; Табл. 1, ан. 4). В отличие от донпикорита $(Mn,Mg)MgSi_2O_6$ [Petersen et al., 1984; Stimpfl, 2005], этот ортопироксен обогащен Fe и на диаграмме Mn–Fe–Mg точки его состава находятся в поле потенциально нового минерала (Рис. 2). По данным СЭМ ЭДС краевая зона микролитов Mn-Fe ортопироксена обогащена Fe, содержит меньше Mg и Mn относительно центральной зоны (Табл. 1, ан. 5, 6).

Процессы пирометаморфизма происходили в толще осадочных (пелитовых) пород, существенно отличающихся по валовому содержанию Si, Al, Fe и Mn. Локальное и близкое к изохимическому плавление обогащенных Mn прослоев аргиллита привело к образованию кислого алюмосиликатного расплава и последующей кристаллизации *in situ* в низкобарических высокотемпературных (>900 °C) условиях минералов, в разной степени обогащенных марганцем относительно окружающего их расплава: герцинита–Al-магнетита (Kd Mn < 4), индиалита–ферроиндиалита (Kd Mn < 6), фаялита (Kd Mn 14-15), Mn-содержащего ортоферросилита (Kd Mn > 18), и Mn-Fe ортопироксена (Kd Mn > 27). В дальнейшем планируются исследования структуры и свойств потенциально нового минерала – Mn-Fe ортопироксена.

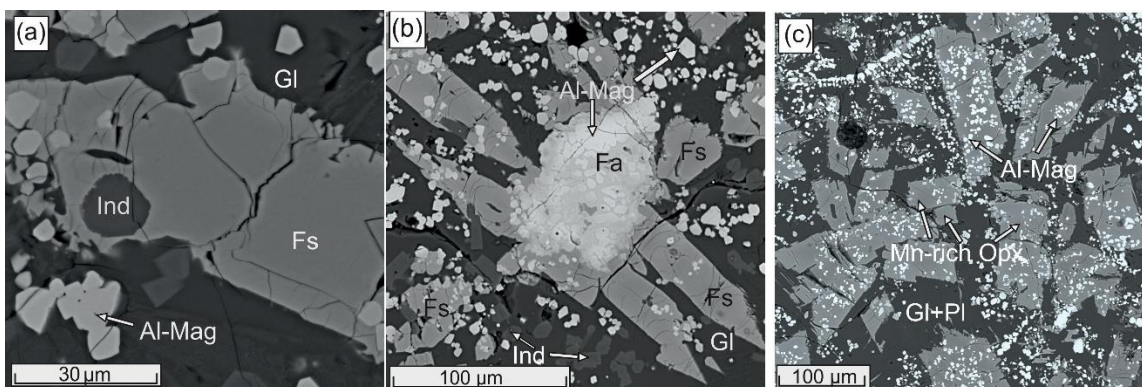


Рис. 1. Фрагменты матрикса клинкера (обр. MN-1136, Нилгинский комплекс). (a) – включение индиалита в Mn-содержащем ортоферросилите; (b) – включения Al-магнетита в стекле, зерне фаялита и в игольчатых микролитах Mn-содержащего ортоферросилита; (c) – таблитчатые кристаллы Mn-Fe ортопироксена с включениями Al-магнетита. Изображения BSE.

Ind – индиалит, Fs – Mn-содержащий ортоферросилит, Gl – кислое калиевое алюмосиликатное стекло, Mn-rich Opх – Mn-Fe ортопироксен (потенциально новый минерал), Fa – фаялит; Pl – плагиоклаз.

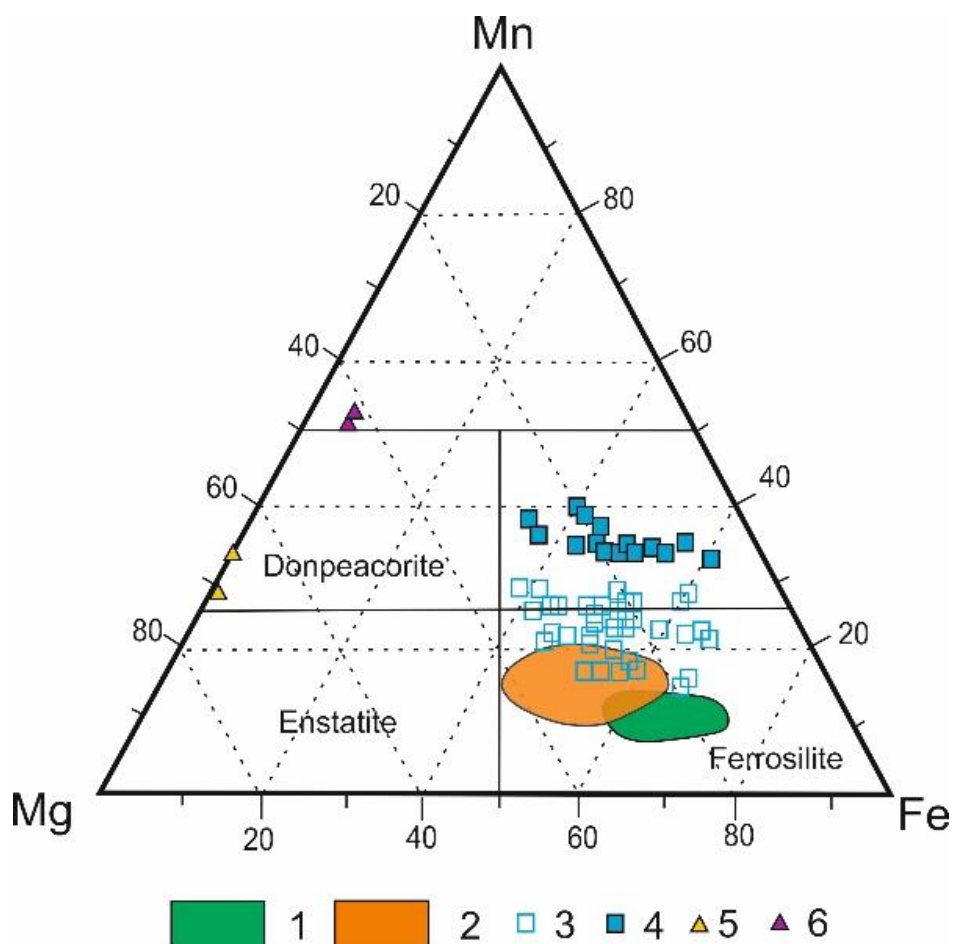


Рис. 2. Диаграмма состава минералов группы пироксена в клинкерах. 1-обр. MN-1137; 2 – обр. MN-1486; 3-4 – обр. MN-1136: 3 – микролиты Mn-содержащего ортоферросилита в стекловатом матриксе; 4 – таблитчатые микролиты Mn-Fe ортопироксена; 5 – ортопироксен, донпикорит $(\text{Mn,Mg})\text{MgSi}_2\text{O}_6$, по [Petersen et al., 1984]; 6 – клинопироксен, каноит $\text{Mn}(\text{Mg,Mn})\text{Si}_2\text{O}_6$, по [Kobayashi et al., 1977]. Границы полей по [Petersen et al., 1984].

Таблица 1. Средние составы и формульные коэффициенты Mn-Fe минералов группы пироксена в клинкерах Нилгинского пирометаморфического комплекса.

Компонент	MN-1486	MN-1137	MN-1136			
	1(30)	2(24)	3(51)	4 (16)	5 (2)	6 (3)
SiO ₂	47.43	44.93	44.19	45.70	46.54	44.98
TiO ₂	0.32	0.60	0.26			
Al ₂ O ₃	7.42	5.94	5.10	1.28	1.18	1.17
FeO	27.56	33.42	25.76	23.99	19.36	28.32
Fe ₂ O ₃		1.57	3.16	2.62	2.21	1.81
MnO	8.15	6.12	12.87	19.27	21.89	18.20
MgO	8.33	7.68	7.65	5.85	7.44	3.46
CaO	0.76	0.50	0.47	0.55	0.67	0.67
Сумма	99.98	100.77	99.46	99.26	99.28	98.61
Формульные коэффициенты, ф.ед.						
Si	1.877	1.820	1.820	1.927	1.937	1.941
Ti	0.010	0.018	0.008			
Al	0.346	0.284	0.247	0.064	0.058	0.060
Fe ²⁺	0.912	1.132	0.887	0.846	0.674	1.022
Fe ³⁺		0.048	0.098	0.083	0.069	0.059
Mn	0.273	0.210	0.449	0.688	0.771	0.665
Mg	0.492	0.464	0.470	0.368	0.462	0.223
Ca	0.032	0.022	0.021	0.025	0.030	0.031
Сумма	3.941	3.996	4.000	4.000	4.000	4.000

1, 2, 3 – игольчатые микролиты Mn-содержащего ортоферросилита; 4 - таблитчатые микролиты Mn-Fe ортопироксена; 5, 6 – зональные микролиты Mn-Fe ортопироксена: 5 – центр, 6 – край. В скобках – количество СЭМ ЭДС анализов, по которым рассчитаны средние значения.

Исследование выполнено при поддержке гранта РНФ № 23-27-00031.

Литература:

- Kobayashi H. Kanoite, (Mn₂₊,Mg)₂[Si₂O₆], a new clinopyroxene in the metamorphic rock from Tatehira, Oshima Peninsula, Hokkaido, Japan // J. Geol. Japan. – 1977. – V. 83. – N 8. – P. 537-542.
- Peretyazhko I.S., Savina E.A., Khromova E.A. Minerals of the rhönite-kuratite series in paralavas from a new combustion metamorphic complex of Choir-Nyalga Basin (Central Mongolia): chemistry, mineral assemblages, and formation conditions // Miner. Mag. – 2017. – V. 81. – N 4. – P. 949-974.
- Petersen E., Lawrence A., Essene E. Donpeacorite, (Mn,Mg)MgSi₂O₆, a new orthopyroxene and its proposed phase relations in the system MnSiO₃-MgSiO₃-FeSiO₃ // Am. Miner. – 1984. – V. 69. – № 5-6. – P. 472-480.
- Stimpfl M. The Mn, Mg-intracrystalline exchange reaction in donpeacorite (Mn_{0.54}Ca_{0.03}Mg_{1.43}Si₂O₆) and its relation to the fractionation behavior of Mn in Fe, Mg-orthopyroxene // Am. Miner. – 2005. – V. 90. – P. 155-161.
- Перетяжко И.С., Савина Е.А., Хромова Е.А., Карманов Н.С., Иванов А.В. Уникальные клинкеры и паралавы нового Нилгинского пирометаморфического комплекса в Центральной Монголии: минералого-геохимические особенности, условия формирования // Петрология. – 2018. – Т. 26. – № 2. – С. 178-210.
- Савина Е.А., Перетяжко И.С. Условия и процессы формирования кристобалитового клинкера, железистых и мелилит-нефелиновых паралав в пирометаморфическом комплексе Хамарин-Хурал-Хид, Восточная Монголия // Геология и геофизика. – 2023. – Т. 64. – № 12. – С. 1690-1715.
- Савина Е.А., Перетяжко И.С., Хромова Е.А., Глушкова В.Е. Плавленные породы (клинкеры и паралавы) пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид, Восточная Монголия: минералогия, геохимия, процессы образования // Петрология. – 2020. – Т. 28. – № 5. – С. 482-510.

ИЗУЧЕНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДОВ-БИОМАРКЕРОВ В СЛАБО И СИЛЬНОПРЕОБРАЗОВАННЫХ НЕФТЯХ ОЗЕРНОГО ГЕНОТИПА

Гордадзе Г.Н., Стоколос О.А., Фаизова Э.С.

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

E-mail - Stokolos.o@gubkin.ru

Происхождение нефти – это актуальная проблема при поисках нефтяных месторождений, чтобы вести обоснованные поиски нефти, необходимо знать из каких источников образовались углеводороды нефти. Известно, что нефтяные углеводороды-биомаркеры (нормальные алканы, изопренаны, сесквитерпаны, стераны, терпаны) образуются из высокомолекулярных источников – в том числе из нефтяных смол [Гордадзе, 2024].

В связи с этим представляло интерес изучить, углеводороды какого строения и в каких соотношениях присутствуют в слабо и сильнопреобразованных нефтях озерного генотипа.

В работе проводится сравнительный анализ двух нефтей: месторождения Приозерного, расположенного в Крыму и месторождения Баирской нефти, находящегося в Калмыкии. Определение генотипа и степени зрелости нефтей проводили методом хроматомасс-спектрологии.

Анализ УВ осуществляли на приборе Agilent 6890N/5975C. Все спектры были сняты при энергии ионизации 70 эВ и ускоряющем напряжении 3500 В.

Масс-спектры по ТИС нефти Приозерного месторождения и нефти Баирского месторождения указывают на слабую преобразованность Приозерной нефти поскольку отсутствуют легкие УВ и нормальные алканы. На масс-спектре Баирской нефти присутствуют легкие углеводороды, нормальные алканы, регулярные изопренаны, в том числе пристан с фитаном, отношение которых равно 1,7, что указывает на не континентальное происхождение нефти. Как и во всех нефтях мира наблюдается отсутствие регулярных изопренов состава C12, C17.

Определения стеранов проводили по масс-хроматограмме m/z 217,2, 218,2. Коэффициенты зрелости нефтей показали, что нефть Приозерного месторождения – слабой зрелости (с коэффициентами 0,25 и 0,51, в равновесии же 0,55 и 0,85), а Баирская напротив – зрелая, так как коэффициенты зрелости почти достигли термодинамического равновесия. Также значение коэффициента диастераны к регулярным стеранам больше 0,3, что соответствует глинистым толщам формирования залежи. Характеристика нефтей по стеранам представлена в табл. 1.

Таблица 1. Сравнительная характеристика нефти месторождения Приозерное, скв.5 (неоген) и Баирское, скв.7 (мел) по стеранам.

Характеристика	Нефть м-ния Приозерное, скв.5 (неоген)	Нефть м-ния Баирское, скв.7 (мел)	В равновесии
$\frac{C_{27}}{C_{29}}$	0,7	0,7	—
$\frac{C_{28}}{C_{29}}$	0,9	0,5	—
C ₂₇ :C ₂₈ :C ₂₉	27:34:39	31:22:47	—
K ₁ ^{3p}	0,25	0,55	0,55

Продолжение таблицы 1

K_2^{3p}	0,51	0,80	0,85
$\frac{\text{диа}}{\text{рег}}$	0,46	0,57	—

К аналогичным рассуждениям можно прийти и по распределению терпанов. Масс-хроматограмма по m/z 191, 177 терпанов нефти Приозерного месторождения указывает на то, что эпимеры гомогпанов также не находятся в термодинамически равновесных концентрациях, а структурный изомер T_s занижен по сравнению с изомером T_m [Гордадзе, 2017]. Отношение показателей T_s к T_m в Баирской нефти более приближено к равновесию, что говорит о более сильной преобразованности (табл. 2).

Таблица 2. Характеристика нефти Приозерное, скв.5 (неоген) и Баирское, скв.7 (мел) по терапанам

Характеристика	Нефть м-ния Приозерное, скв.5 (неоген)	Нефть м-ния Баирское, скв.7 (мел)
$\frac{T_s}{T_m}$	0,8	1,8
$\frac{T_s}{T_m + T_s}$	0,44	0,6
$\frac{\Gamma_{29}}{\Gamma_{30}}$	0,5	0,45
$\frac{\text{нео } \Gamma_{29}}{\Gamma_{29}}$	0,4	0,7
$C_{27}:C_{29}:C_{30}:C_{31}$	16:22:40:22	25:19:43:13
$\frac{\text{три}}{\text{пента}}$	0,01	0,1
$\frac{\Gamma_{30}}{C_{T29}}$	4,6	6,15
$\frac{\text{диа}\Gamma}{\Gamma_{30}}$	0,1	0,2

В отличие от n -алканов, изопренанов, стеранов, терапанов о происхождении нефтяных полиметилзамещенных бицикло[4,4,0] деканов – сесквитерпанов C_{15} практически ничего не известно [Гордадзе, 2011]. В связи с этим интересно было выяснить наличие сесквитерапанов в нефти озерного генезиса. Интересно отметить, что, как и во всех нефтях мира, в изучаемых нефтях также были найдены все 7 структурных изомеров сесквитерпанов состава C_{15} . Структурные изомеры сесквитерапанов Баирской нефти ближе к равновесному составу, что подтверждает предыдущие рассуждения о более сильной зрелости данной нефти. В таблице 3 представлено содержание сесквитерапанов в нефтях, которое оценивали на масс-хроматограммах по m/z 123,1, 193,1. Видно, что у самого устойчивого изомера – 2,3,3,7,7 – пентаметил бицикло[4,4,0] декана – наибольшая концентрация среди остальных.

Важно сказать о том, что в данных нефтях присутствуют чистые адамантаны состава C_{10} - C_{13} [Гаджиев, 2021]. Известно, что чистые адамантаны обычно содержатся в нефтях континентального генезиса. Однако, значение показателя пристана к фитану и отношения стеранов C_{27} - C_{29} данных нефтей не соответствуют континентальным.

Таблица 3. Распределение сесквитерпанов C₁₅ нефти месторождения Приозерное, скв.5 (неоген)

№ пика	УВ	Изомер	Нефть м-ния Приозерное, скв.5 (неоген)	Нефть м-ния Баирское, скв.7 (мел)	В равновесии
					500 К
1	2,3,3,7,7-ПМ	транс	29,8	34,5	59,8
2	2,2,3,7,7-ПМ	цис	21,4	23,0	10,4
3	1,2,3,7,7-ПМ (дриман)	цис, транс	12,2	13,1	9,5
4	1,2,2,7,7-ПМ	-	13,7	16,4	2,3
5	2,7,7-ТМ-2-Э	-	0,8	1,6	1,6
6	2,7,7-ТМ-3-Э	транс, цис	12,2	5,7	2,3
7	3,7,7-ТМ-2-Э	транс, цис	9,9	5,7	7,1

Примечание: 1 – исходная нефть, 2 – продукты термоллиза бензольных смол, продукты термоллиза спирто-бензольных смол; М – метил, Э – этил, Те – тетра, П – пента.

Не соответствуют нефти и морскому генезису, так как они помимо адамантанов обычно содержат и протоадамантаны – предшественники адамантанов. Соответственно, по присутствию чистых углеводородов алмазоподобного строения можно предположить, что она относится к озерным нефтям.

Сравнительный анализ состава нефтей Приозерной и Баирской на молекулярном уровне методом хроматомасс-спектрометрией показал, что обе нефти относятся к озерному генотипу, но имеют разную степень зрелости. Нефть Баирского месторождения относится к сильнопреобразованным, а нефть Приозерная к слабопреобразованным нефтям озерного генотипа

Литература:

- Гаджиев Г. А. и др. К вопросу идентификации адамантанов C₁₁-C₁₃ в нефтях //Нефтехимия. – 2021. – Т. 61. – №. 5. – С. 606-610.
- Гордадзе Г. Н. и др. НЕФТЯНЫЕ ПОЛИАЛКИЛЗАМЕЩЕННЫЕ БИЦИКЛО [4.4. 0] ДЕКАНЫ (СЕСКВИТЕРПАНЫ) С 15 ИНДИКАТОРЫ СТЕПЕНИ СОЗРЕВАНИЯ НЕФТЕЙ (на примере юрских и меловых нефтей Калмыкии) //Нефтехимия. – 2011. – Т. 51. – №. 2. – С. 128-133.
- Гордадзе Г. Н., Гируц М. В., Пошибаева А. Р. Дифференциация нефтей и конденсатов по распределению насыщенных углеводородов Сообщение 2. Типы нефтей по распределению стеранов и терпанов //Нефтехимия. – 2017. – Т. 57. – №. 5. – С. 503-514.
- Гордадзе, Г.Н. Процессы происхождения нефти (фундаментальные и прикладные аспекты) / Г. Н. Гордадзе. – Москва: Российский государственный университет нефти и газа (национальный исследовательский университет) им. И.М. Губкина, 2024. – 363 с.

РЕДКИЕ МИНЕРАЛЫ СЕМЕЙСТВА ПОЛЕВОГО ШПАТА – ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ

Горелова Л.А.¹

1 – СПбГУ, Санкт-Петербург; l.gorelova@spbu.ru

Полевые шпаты являются одними из наиболее распространенных минералов земной коры, а некоторые из них обнаружены на других планетах, в метеоритах и кометах [например, Lissenberg et al., 2013; Arai, Maruyama, 2017; Knibbe, 2018]. Согласно недавно опубликованной номенклатуре [Back, 2022], к полевым шпатам относят минералы с общей формулой MT_4O_8 , где, как правило, 25-50 % позиции T (тетраэдр) занято Al^{3+} (реже – B^{3+}), а остальные 50-75 % – Si^{4+} , а позиция M занята Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Sr^{2+} , Ba^{2+} . На сегодняшний день известен 31 минерал, который можно отнести к семейству полевого шпата [Krivovichev, 2020]. При этом, широко распространены в природе лишь три из них – альбит ($NaAlSi_3O_8$), анортит ($CaAl_2Si_2O_8$) и санидин / ортоклаз / микроклин ($KAlSi_3O_8$). Также среди достаточно распространенных можно выделить цельзиан ($BaAl_2Si_2O_8$) и данбурит ($CaB_2Si_2O_8$). Остальные же минералы являются редкими или крайне редкими в природе объектами. Тем не менее, именно их появление часто позволяет маркировать необычные условия минералообразования, выявляя температуры и давления формирования пород.

Редкие полиморфные модификации анортита $CaAl_2Si_2O_8$ – святославит и дмиштейнбергит были открыты в горелых угольных отвалах [Чесноков и др., 1989; 1990], а последний был обнаружен в высокотемпературных метаморфических породах и метеоритах [например, Nestola et al., 2010; Ma et al., 2013]. Слоистые модификации цельзиана $BaAl_2Si_2O_8$ и санидина $KAlSi_3O_8$ – гексачельзиан и кокчетавит, соответственно, найдены в высокотемпературных метаморфических породах [Galuskina et al., 2017] и породах высокого и сверхвысокого давления [Hwang et al., 2004; 2013; Mikhno et al., 2013].

За последние годы с помощью *in situ* монокристалльной рентгеновской дифракции в комплексе со спектроскопией комбинационного рассеяния было обнаружено большое количество новых высокотемпературных и высокобарических модификаций слоистых минералов $CaAl_2Si_2O_8$, $BaAl_2Si_2O_8$, $KAlSi_3O_8$ [Gorelova et al., 2022; 2024; Romanenko et al., 2024]. Хотя все эти минералы являются довольно редкими, знания об их весьма специфических условиях образования могут использоваться в качестве индикаторов скорости протекания процессов («геоспидометров»), а также изменения температуры («геотермометров») и давления («геобарометров»), для геологических реконструкций. Помимо этого, нами были получены их синтетических структурных аналогов с общей формулой $MZn_2P_2O_8$ ($M = Ca, Sr, Ba$), изучение которых указывает на наличие специфического типа слоистых высокотемпературных соединений, а также указывает на возможность существования в природе нового типа структурной топологии полевошпатовых соединений.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 22-77-10033.

Литература:

- Arai T., Maruyama S. Formation of anorthosite on the Moon through magma ocean fractional crystallization // Geosci. Front. – 2017 – Vol. 8. – p. 299–308.
- Back M.E. Fleischer's Glossary of Mineral Species 2022 // Education Publication Volume 1. Mineralogical Association of Canada, Quebec, Canada. 2022.
- Galuskina I.O., Galuskin E.V., Vapnik Y., Prusik K., Stasiak M., Dzierżanowski P., Murashko M. Gurimite, $Ba_3(VO_4)_2$ and hexacelsian, $BaAl_2Si_2O_8$ – two new minerals from schorlomite-rich paralava of the Hatrurim Complex, Negev Desert, Israel // Mineral. Mag. – 2017 – Vol. 81 (4) – p. 1009–1019.
- Gorelova L., Britvin S., Vereshchagin O., Pankin D., Bocharov V., Silyukov O., Kasatkin A. Structural anatomy and thermal transitions of barium feldspars, $BaAl_2Si_2O_8$ // J. Eur. Ceram. Soc. – 2024 – Vol. 44 – p. 6402–6412.
- Gorelova L.A., Vereshchagin O.S., Bocharov V.N., Krivovichev S.V., Zolotarev A.A., Rassomakhin M.A. $CaAl_2Si_2O_8$ polymorphs: Sensitive geothermometers and geospeedometers // Geosci. Front. – 2023 – Vol. 14 (1) – p. 101458.

- Hwang S.-L., Shen P., Chu H.-T., Yui T.-F., Liou J.G., Sobolev N.V., Zhang R.-Y., Shatsky V.S., Zayachkovsky A.A. Kokchetavite: a new potassium-feldspar polymorph from the Kokchetav ultrahigh-pressure terrane // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 2004 – Vol. 148 (3) – p. 380-389.
- Hwang S.L., Yui T.F., Chu H.T., Shen P., Liou J.G., Sobolev N.V. Oriented kokchetavite compound rods in clinopyroxene of Kokchetav ultrahigh-pressure rocks // *J. Asian Earth Sci.* – 2013 – Vol. 63 – p. 56–69.
- Knibbe J. Mercury. PhD thesis // Vrije Universiteit, Amsterdam. – 2018 – p. 327.
- Krivovichev S.V. Feldspar polymorphism: diversity, complexity, stability // *Zap. Ross. Mineral. O-va.* – 2020 – Vol. 149. – p. 16–66.
- Lissenberg C.J., MacLeod C.J., Howard K.A., Godard M. Pervasive reactive melt migration through fast-spreading lower oceanic crust (Hess Deep, equatorial Pacific Ocean) // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2013 – Vol. 361. – p. 436–447.
- Ma C., Krot A.N., Bizzarro M. Discovery of dmisteinbergite (hexagonal $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) in the Allende meteorite: A new member of refractory silicates formed in the solar nebula // *Am. Mineral.* – 2013 – Vol. 98 – p. 1368-1371.
- Mikhno A.O., Schmidt U., Korsakov A.V. Origin of K-cymrite and kokchetavite in the polyphase mineral inclusions from Kokchetav UHP calc-silicate rocks: evidence from confocal Raman imaging // *Eur. J. Miner.* – 2013 – Vol. 25 – p. 807–816.
- Nestola F., Mitterperger S., Toro G.D., Zorzi F., Pedron D. Evidence of dmisteinbergite (hexagonal form of $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) in pseudotachylyte: A tool to constrain the thermal history of a seismic event // *Am. Mineral.* – 2010 – Vol. 95 – p. 405-409.
- Romanenko A.V., Rashchenko S.V., Korsakov A.V., Sokol A.G., Kokh K.A. Compressibility and pressure-induced structural evolution of kokchetavite, hexagonal polymorph of KAlSi_3O_8 , by single-crystal X-ray diffraction // *Am. Mineral.* – 2024 – Vol. 109 – p. 1284-1291.
- Чесноков Б.В., Лотова Э.В., Нигматулина Е.Н., Павлюченко В.С., Бушмакин А.Ф. Дмистейнбергит $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (гексагональный) - новый минерал // *ЗВМО* – 1990 – ч. 119 – вып. 5 – с. 43-46.
- Чесноков Б.В., Лотова Э.В., Павлюченко В.С., Усова Л.В., Бушмакин А.Ф., Нишанбаев Т.П. Святославит $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (ромбический) - новый минерал // *ЗВМО* – 1989. – ч. 118 – вып. 2. – с. 111-114.

НЕОДНОРОДНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ МЕТАМОРФИЗМА В МЕТАБАЗИТАХ КЕМЬЛУДСКИХ ОСТРОВОВ, БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС

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

1 – Геологический факультет МГУ, Москва, griva02@gmail.com

2 – ИЭМ РАН, Черноголовка

3 – ИГЕМ РАН, Москва

Беломорский подвижный пояс (БПП) — одна из древнейших областей высокобарного метаморфизма, позволяющая изучать процессы ранней Земли. Большинство работ по петрологии БПП сосредоточено на породах Гридино, Салмы и Куру-Ваара [Слабунов и др., 2019; Balagansky et al., 2024], тогда как другие области остаются малоизученными. К ним относятся острова Кемь-Луды, представляющие собой блок гнейсовых пород с телами различных метабазитов [Козловский, 2020]. Работа посвящена детальному петрологическому исследованию четырёх образцов метабазитов из нового участка Кемь-Луд, которые отличаются степенью метаморфических преобразований и минеральными парагенезисами.

В образце эклогита по минеральным ассоциациям установлено три стадии метаморфизма. Включения эпидота в ядрах гранатов отражают доэклогитовую стадию. Гранат, матричный омфациит и кварц отвечают парагенезису пика метаморфизма. Плагиоклаз-авгитовые симплектиты по омфацииту, амфибол-плагиоклазовые келифитовые каймы вокруг граната и матричный амфибола 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 омфакит, 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 кварц.

В гранатовом амфиболите также отмечены включения эпидота в гранате, связанные с ранним этапом его эволюции. Клинопироксен в породе отсутствует, а каймы граната, кварц, амфибол и плагиоклаз 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 Grt-Cpx, Amp-Pl, Grt-Amp, Cpx-Orx термометры и Cpx-Pl-Qz, Amp-Pl барометры) установлены P-T условия образования пород. Для эклогита пик метаморфизма соответствует 640-720°C, $P_{\min} \sim 13$ 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 несколькими факторами – в первую очередь, 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, однако близость P-T оценок для данного этапа может указывать на единство процесса их преобразований. Для эклогита установлена двухэтапная метаморфическая эволюция, характеризующуюся субизотермической (~670 °C) декомпрессией от ~13 до 6 кбар. Этот тренд, характерный для быстрой эксгумации пород, сопоставим с ранее установленными P-T 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.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 23-17-00066.

Литература:

- 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.
- Козловский В.М. Геология и метаморфизм metabazитов в зонах пластического течения Беломорского подвижного пояса Северной Карелии: дис. ... д-ра геол.-мин. наук 25.00.04 / Москва. 2020. 550 с.
- 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.

ПРИЧИНЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ПОЛОЖИТЕЛЬНЫХ И ОТРИЦАТЕЛЬНЫХ МЕЖГОДОВЫХ ТРЕНДОВ МАКРОКОМПОНЕНТОВ В ВОДЕ ИСТОКА Р. АНГАРЫ (СТОК БАЙКАЛА)

Гуляев И.М., Гребенщикова В.И.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск

E-mail: igc.gulyayev@mail.ru, vgreb@igc.irk.ru

Озеро Байкал является единственным открытым водоемом в России, содержащим чистую пресную воду. Концентрации кислорода в байкальской воде достигают от 8-9 мг/л (на глубине) до 12-19 мг/л в поверхностном слое. Основными особенностями ионного состава байкальских вод за 1997-2024 гг. и его стока – р. Ангары являются близкие концентрации главных ионов, низкая концентрация биогенных элементов и органического вещества. Вода Байкала ультрапресная (средняя минерализация 90-100 мг/л), имеет стабильный во времени ионный состав с выраженной цикличностью, содержит минимальное количество примесей, соответственно имеет значительную прозрачность (до 40 м) и является востребованной человеком.

Многочисленные притоки Байкала приносят в него воды, зачастую значительно отличающиеся по своему химическому составу от воды самого озера. При этом в Байкале происходит не просто перемешивание всех вод, но и ряд процессов, существенно изменяющих первоначальный химический состав воды притоков уже в литоральной части озера за счет особой системы течений в самом Байкале, наличием геохимических барьеров в литоральных областях озера и способностью воды Байкала к самоочищению. Ионный состав глубинной и поверхностной воды Байкала изменяется незначительно и не зависит от места отбора. Исследователи объясняют этот факт резко континентальным климатом в регионе, интенсивным перемешиванием воды (апвеллинг/даунвеллинг, движение воды против часовой стрелки вдоль берегов, цикличное течение в трех котловинах озера и др.), а также поступлением глубинной (ювенильной) воды при сейсмических подвижках в Байкальской рифтовой зоне [Диденков и др., 2006; Ломоносов и др., 2011; Шимараев, Троицкая, 2018; Домышева и др., 2019; Гребенщикова и др., 2024 и другие].

Химический анализ ионного состава воды истока р. Ангары проводится ежемесячно с 1997 по 2024 гг. с использованием научного оборудования аккредитованного и сертифицированного аналитического центра «Изотопно-геохимические исследования» Института геохимии СО РАН [Scuzovatov et al., 2022]. Всего выполнен анализ 170-290 проб воды истока и 130 проб воды Байкала. Вода Байкала отбиралась только в теплое время года, т.к. зимой Байкал замерзает. Правильность результатов концентраций F^- , Cl^- и других ионов подтверждена сравнением с данными, полученными методом капиллярного электрофореза. Учитывались другие данные за предыдущие годы (Рис. 1, табл. 1).

До 2015-2016 гг. межгодовая температура воды в истоке составляла около 8⁰С. Затем произошло заметное похолодание в регионе, температура в истоке понизилась до 4⁰ С. Начиная с 2018-2019 гг. до настоящего времени отмечается среднегодовой рост температуры воды.

В межгодовом плане некоторые слабые изменения фиксируются в ионном составе воды истока Ангары при постоянном ежемесячном анализе, но никогда не достигают предельно допустимых концентраций для питьевых вод (ПДКпв) и рыбохозяйственных водоемов (ПДКрбх). Общая минерализация воды Байкала и истока Ангары изменяется незначительно – 77-124 мг/л при ПДК 1000 мг/л и отражает преимущественно сезоны года и температурный режим воды. Величина Ph составляет в среднем 7,7.

Содержания азотсодержащих анионов и катионов всегда меньше 1 мг/л. Они изменяются в зависимости от сезона года, минимальные концентрации отмечены в теплое время года, когда начинает бурно развиваться планктон, соответственно в холодное время их содержания увеличиваются, но все равно содержания не достигают значений, близких к ПДКпв и ПДКрбх. Однако постоянный анализ воды показывает некоторое незначительное увеличение азотсодержащих соединений в последние годы, хотя и на уровнях пределов определения методов анализа. Вероятно, это можно объяснить большим интересом к Байкалу в последнее время и интенсивным туристическим потоком, в том числе в поселок Листвянка, т.е. в исток Ангары, где проводится ежемесячное опробование.

Концентрации ионов F^- и Cl^- никогда не достигали ПДК: для фтора медиана – 0,21 мг/л, для хлора – 0,7 мг/л. Медиана сульфат-иона составляет 5,6 мг/л при ПДКрбх – 100 мг/л. Такие же низкие значения характерны для всех анионов и катионов в воде Байкала и соответственно его единственного стока – р. Ангары. При этом даже незначительное увеличение нитрат-иона и аммоний-иона свидетельствует о наличии и об увеличении в последние годы органического загрязнения, обусловленного, вероятно, стоками многочисленных гостиниц и других мест пребывания человека.

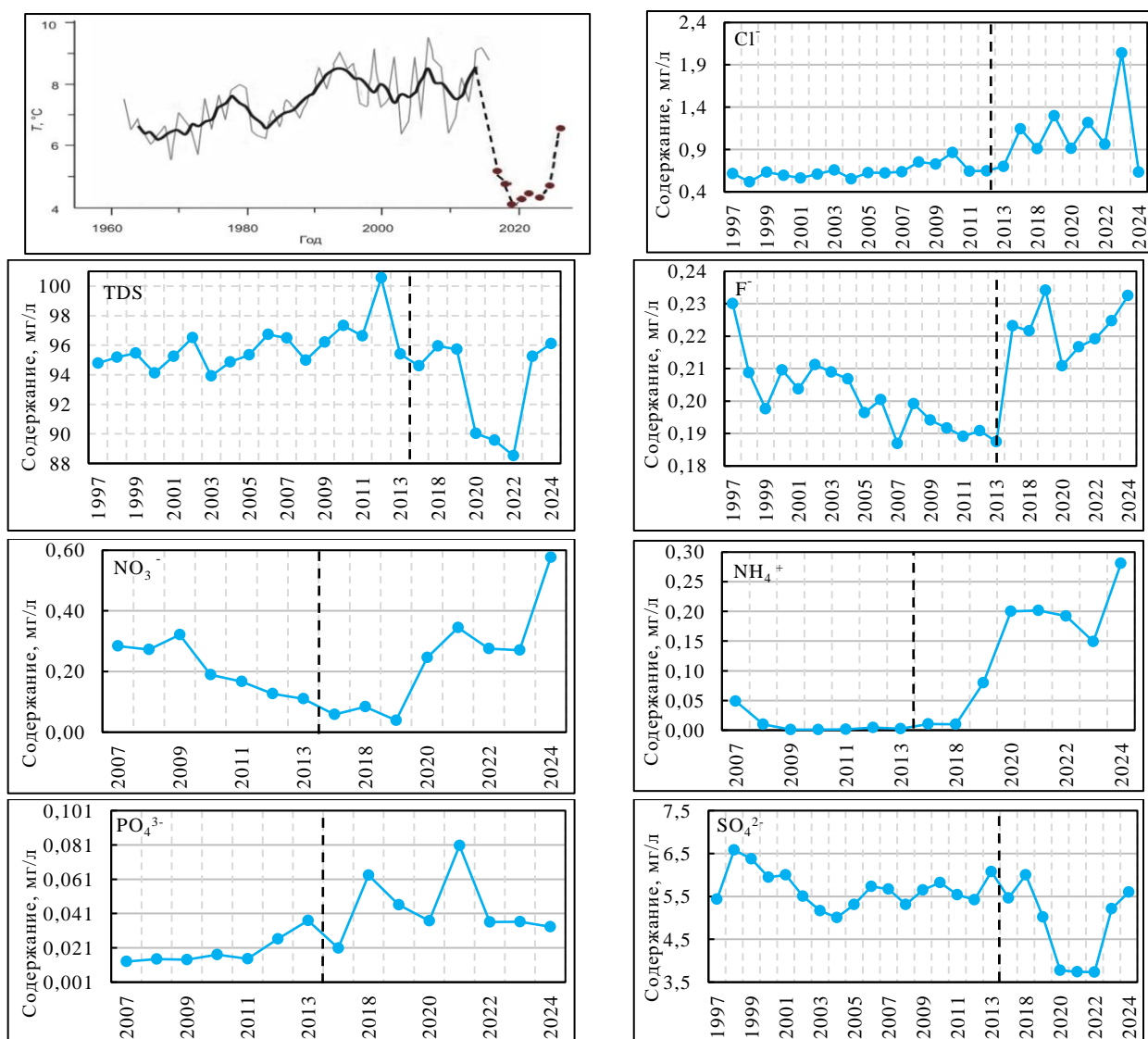


Рис. 1. Межгодовое распределение температуры, ионов и общей минерализации в истоке р. Ангары.

Следует отметить, что в воде Байкала есть микроэлементы, которые иногда превышают ПДКрбх [Контроль., 1998]. Это касается содержаний токсичной ртути. Так, ранее весной и осенью в 2018 г. во время землетрясений в районе Байкала было отмечено незначительное превышение ПДК (в 2-3 раза) для ртути в воде, что было установлено в центральной части Байкала, а также устьях рек Баргузин и Солзан. В это же время в устьях этих рек была найдена погибшая нерпа [Гребенщикова и др., 2020; Grebenshchikova, Kuzmin, 2022].

Отмечено, что по содержаниям нитрат-ионов, аммоний-ионов и фосфат-ионов в местах интенсивного антропогенного воздействия (пос. Листвянка, исток Ангары) в последние годы происходит незначительное повышение содержаний, но они не достигают ПДКпв и ПДКрбх. Несмотря на незначительное увеличение азотсодержащих ионов и фосфат-ионов в последние годы в Байкале, вода сохраняет свой статус олиготрофного озера, в том числе и благодаря высокому содержанию кислорода в воде, что отмечается уже больше 20 лет исследований [Тарасова, 1998].

Таблица 1. ПДК и медианы содержаний ионов, кислорода, pH, TDS в воде Байкала и истока Ангары в 1997-2024 гг. (мг/л).

Показатель	pH	SiO ₂ (раств)	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	F ⁻	NO ₃ ⁻	NO ₂ ⁻	PO ₄ ³⁻	NH ₄ ⁺	O ₂ (раств)	TDS
ПДКпв	6 - 9	10	350	500	0,7 - 1,5	45	3		1,5 - 2,6	6	1000
ПДКрбх	6,5-8,5	10	200-300	100-250	0,7-1,5	40	0,02-0,08	0,2	0,05-0,5	6	1000
Байкал	7,7	1,7	0,95	5,2	0,22	0,1	0,003	0,04	0,1	11	99
Исток Ангары	7,6	1,2	0,66	5,6	0,21	0,18	0,003	0,024	0,02	12	95,5

Литература:

- Grebenshchikova V.I., Kuzmin M.I. Mercury in the Baikal aquatic ecosystem (Lake Baikal, its tributaries, Angara River source) // *Limnol. Freshw. Biol.* 2022 (3). – P. 1302-1304. DOI: 10.31951/2658-3518-2022-A-3-1302.
- Skuzovatov S.Yu., Belozeroва O.Yu., Vasil'eva I.E., Zarubina O.V., Kaneva E.V., Sokolnikova Yu.V., Chubarov V.M., Shabanova E.V. Centre of Isotopic and Geochemical Research (IGC SB RAS): Current state of micro- and macroanalysis // *Geodynamics & Tectonophysics.* – 2022. – V. 13 (2). – Article 0585.
- Гребенщикова В.И., Кузьмин М.И., Демьянович В.М. Разнонаправленная динамика химического состава воды Байкальской экосистемы (Байкал, притоки, исток Ангары) // *Геология и геофизика.* – 2024. – Т. 65. – № 3. – С. 386-400. DOI: 10/15372/GiG2023162.
- Гребенщикова В.И., Кузьмин М.И., Ключевский А.В., Демьянович В.М., Ключевская А.А. Повышенные содержания ртути в воде истока р. Ангара: отклики на геодинамические воздействия и сильные землетрясения // *ДАН. Науки о Земле.* – 2020. – Т. 491. – № 2. – С. 77-81.
- Диденков Ю.Н., Бычинский В.А., Ломоносов И.С. О возможности существования эндогенного источника пресных вод в рифтовых геодинамических условиях // *Геология и геофизика.* – 2006. – Т. 47. (10). – С. 1114-1118.
- Домышева В.М., Сорокикова Л.М., Синюкович В.Н., Онищук Н.А., Сакирко М.В., Томберг И.В., Жученко Н.А., Голобокова Л.П., Ходжер Т.В. Ионный состав воды озера Байкал, его притоков и истока реки Ангара в современный период // *Метеорология и гидрология.* – 2019. – № 10. – С. 77-86.
- Контроль химических и биологических параметров окружающей среды. Под редакцией Исаева Л.К. // СПб, Эколого-аналитический информационный центр «Союз». –1998. – 896 с.
- Ломоносов И.С., Гребенщикова В.И., Склорова О.А., Брюханова Н.Н., Носков Д.А., Яновский Л.М., Диденков Ю.Н. Токсичные (ртуть, бериллий) и биогенные (селен, фтор) элементы в аквальных экосистемах Байкальской природной территории // *Водные ресурсы.* – 2011. – Т.38. – № 2. – С. 193-204.
- Тарасова Е.Н. Компоненты трофического статуса в водах озер Байкал, Хубсугул и Телецкое // *Сибирский экологический журнал.* – 1998. – № 5. – С. 383-390.
- Шимараев М.Н., Троицкая Е.С. Тенденции изменения температуры верхнего слоя воды на прибрежных участках Байкала в современный период // *География и природные ресурсы.* – 2018. – № 4. – С. 95-104.

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ РТУТИ В ТЕХНОГЕННЫХ СИСТЕМАХ НА ПРИМЕРЕ УРСКОГО ХВОСТОХРАНИЛИЩА (КЕМЕРОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Густайтис М.А.^{1, 2} Мягкая И.Н.¹

1 - Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск;

2 - Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

Одним из серьезных источников загрязнения ртутью окружающей среды являются складированные отходы обогатительного производства, вокруг которых на фоне повышенного содержания токсичных компонентов, обусловленного близостью месторождения, образуются вторичные ореолы рассеяния. Эти ореолы формируются в результате выноса металлов в растворённом виде дренажными растворами, размыва вещества отходов паводковыми и дождевыми водами и пыления осушенной части хвостохранилища. В настоящей работе рассматривается распределение ртути и ее химических форм в снесённом веществе складированных отходов обогатительного производства [Al et al., 2006].

Объект расположен в пределах Алтай-Саянской ртутной провинции, в северной части Салаирского кряжа (часть Урского рудного поля), на территории Ново-Урского месторождения высокосульфидных руд и его хвостохранилища (Кемеровская область, п. Урск) (рис. 1). Изначально Hg в рудах присутствовала в виде киновари, тонких включений теллурида и селенида ртути в пирите и барите. Для исследования поведение ртути на территориях подверженных влиянию складированных отходов обогатительного производства использовали комплексных подход. Ртуть рассматривали в системе «вода - донные отложения», «почва-надземные части – корни растений». Пробы отбирались как на самих отвалах, так и на удалении от них. Валовое содержание Hg в твердых пробах и пробах воды определили методом ААС (анализатор «РА-915М» с пиролитической приставкой «РП-91С и РП-92» соответственно, Люмэкс, Россия) по методикам ПНД Ф 16.1:2.2.2.80-2013 и ПНД Ф 14.1:2.4.271-2012. Предел обнаружения – 0.01 мкг/г (для твердых проб) и 0.01 мкг/л для воды, ошибка метода не более 20%. Для того, чтобы определить интенсивность загрязнения ртутью и выявить закономерности распределения элемента, были выбраны 5 точек пробоотбора. Поверхностные воды и донные отложения отбирались параллельно на участке гидрографической системы реки Ур в районе хвостохранилища (рис. 1): точка №1 (пруд (притока р. Ур), выше влияния дренажного ручья,); точка №2 (техногенный пруд, сформированный в результате отстаивания кислых дренажных вод); точки №3, 4 и 5 – р. Ур в 1, 3 и 5 км, соответственно ниже по течению от устья дренажного ручья (рис. 1).

Многолетний мониторинг дренажных вод Урского хвостохранилища показал, что выделяется два этапа поступления ртути в окружающую среду. Это произошло в результате того что переработка цианидных отходов хвостохранилища ООО «Компания Барит» с 2011 года изменила состав дренажных вод: снижение общую минерализацию с 5,7 до 2,5–2,6; увеличение рН с 1,9–2,1 до 3,1–3,3; увеличение концентрации Hg выше места впадения дренажа, так и в самом дренажном растворе от 7 до 40 мкг/л. Река Ур ниже по течению от дренажа содержит гораздо больше Hg, чем вода выше нее (0,1–1,5 мкг/л). Повышение концентрации Hg (с 2011 года) связаны с изменениями рН, которые препятствовали осаждению ярозита (который может связывать Hg как изоморфную примесь), в результате чего Hg в исходных водах оставалась подвижной. Работа ООО «Барит» изменила и качественный состав вод, если ртуть в реке Ур и в дренажном ручье встречается в основном во фракциях Hg_{раствор} и Hg_{взвесь}. Фракция Hg_{раствор} преобладает над Hg_{взвесь} выше по течению от входа дренажного ручья, тогда как больше Hg переносится со взвешенными веществами ниже по течению от входа ручья (Hg_{взвесь} > Hg_{раствор}).

Донные отложения реки Ур в верхнем течении имеют достаточно высокие содержания ртути, что обусловлено нахождением объекта в пределах Урского рудного поля. Техногенный пруд нельзя рассматривать как единую гидрологическую систему реки Ур, т. к. он является продолжением потока рассеяния Урского хвостохранилища. При этом донные отложения этого пруда загрязнены чрезвычайно сильно, что соответствует высокому уровню хронического загрязнения водного объекта. Донные отложения р. Ур на удалении (1, 3 и 5 км) от места впадения кислого дренажного ручья Урского хвостохранилища в р. Ур имеют постоянное загрязнение ртутью (рис1). Поступление элемента в реку продолжается, а загрязнение будет распространяться дальше вниз по течению. Высокие содержания ртути в донных отложениях имеют весьма негативные последствия для окружающей среды, т. к. образование метилированных (самых токсичных) соединений Hg происходит главным образом в толще воды и в донных осадках.

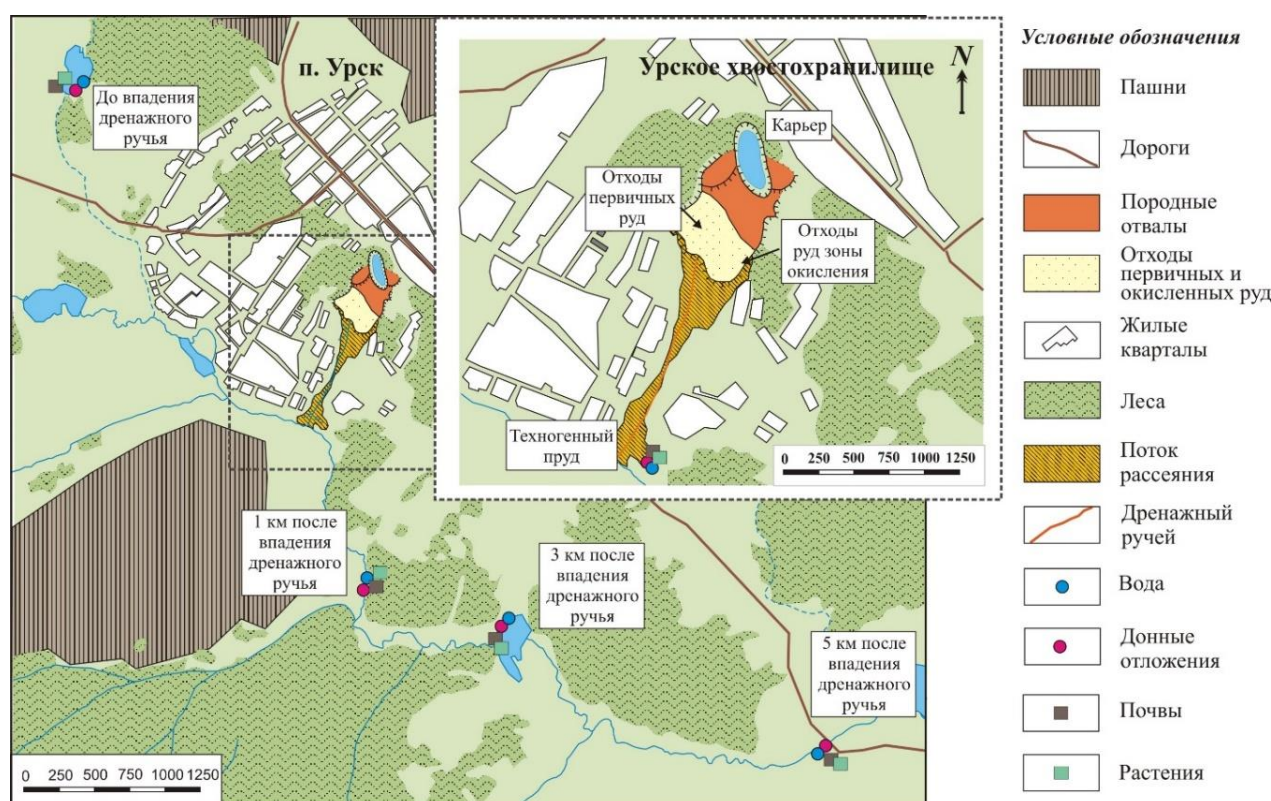


Рис. 1 Схема опробования поверхностных вод и донных, почв и растений отложений в районе поселка Урск и Урского хвостохранилища.

Существует несколько нормативов по оценке качества донных отложений, в нашей работе мы использовали коэффициент донной аккумуляции (КДА) Согласно рассчитанным коэффициентам $KDA_{(Hg)}$ и в соответствии с критериями оценки [Никаноров и др., 2007], донные отложения пруда верхнего течения р.Ур (до впадения дренажного ручья) имеют относительно удовлетворительное состояние, а отложения техногенного пруда имеют уже высокий уровень хронического загрязнения водного объекта ($KDA_{(Hg)} = 320$). В донных отложениях в р. Ур на удалении 1 км и на расстоянии 5 км ниже впадения дренажного ручья Урского хвостохранилища – $KDA_{(Hg)} = 10$, а на расстоянии 3 км после впадения кислого дренажного ручья (колонка №4) $KDA_{(Hg)} = 23$, что говорит о постоянном поступлении в водный объект свежего загрязнения. Как следствие этого существуют повышенные концентрации ртути в воде [Густайтис и др., 2017].

По результатам исследования системы «почва-растения», были вычислены коэффициенты биологического накопления (КБН) для ртути. На территории, удаленных от Урского хвостохранилища (на фоновой территории и на удалении от отвалов), Hg активно

аккумулируется корнями из почвы. В непосредственной близости от хвостохранилища (карьер, отвалы породы), накопление ртути происходит, как корнями, так и надземной частью растений незначительно относительно ее концентрации в почве. Это обусловлено тем что, растения легко поглощают Hg корневой системой из питающих растворов, а те, которые, произрастают на загрязненных территориях, способны накапливать гораздо больше Hg. Однако для многих растений, в условиях сильного ртутного загрязнения, дополнительное ее потребление ограничено, поскольку в данных условиях активно включаются защитные барьерные механизмы [Кабата-Пендиас, 1989]. Установлено, что ртуть в надземных частях исследуемых растений находится в форме Hg-ОВ (связанной с органическим веществом). Максимальные ее концентрации (3 мкг/г) присутствуют в растениях, отобранных в затопленном карьере, где ранее добывались руды. В потоке рассеяния Урского хвостохранилища и в техногенном пруду тоже установлены достаточно высокие концентрации 2,4 -2,5 мкг/г, на реке Ур на расстоянии 9-ти км после впадения КДР содержание Hg в надземных частях растений снижается до 0,03 мкг/г, что на порядок ниже, чем до впадения дренажного ручья. В корнях растений ртуть присутствует в окисленной (Hg(II)) и Hg-ОМ формах, а также в виде HgS/HgSe. Однако соотношение их отличается. Hg-ОМ форма преобладает в корнях растений отобранных на отходах 10,3 и 7,6 мкг/г, что составляет более 55 % от общего содержания Hg. На удалении от отходов ртуть также присутствует в виде Hg-ОМ и составляет 1,3-0,18 мкг/г. В корнях растений отобранных на берегах затопленного карьера и техногенного пруда прослеживается явное преобладание окисленных форм ртути (Hg(II) и HgS HgSe), которые составляют около 80% от общего содержания. По данным различных исследователей, ртуть в растениях накапливается преимущественно в корнях [4]. Она может присутствовать как в органических формах, так и в виде Hg^{2+} , что подтверждается нашими исследованиями. Распределение форм нахождения ртути в почве происходит следующим образом: в пробах, отобранных близ карьера, преобладают неорганические формы нахождения, Hg(II) - 14 мкг/г и HgS/HgSe - 8,3 мкг/г, а в почвах, отобранных в потоке рассеяния хвостохранилища, преобладает органическая и сульфидная формы, которые в сумме составляют до 90 мкг/г. Вероятно, что в потоке рассеяния отходов хвостохранилища происходит активная трансформация форм ртути из Hg-ОМ в HgS/HgSe и наоборот. Вероятно, определяющим фактором служит не содержание элемента в субстрате, а его доступность для растения, возможно, уровень концентрации в растворе.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (№ 122041400193-7) и финансируется Министерством науки и высшего образования РФ на базе ЦКП «Многоэлементных и изотопных исследований» ИГМ СО РАН.

Литература:

- Al, T.A., Leybourne, M.I., Maipani, A.C., MacQuarrie, K.T., Dalziel, J.A., Fox, D., Yeats, P.A. Effects of acid-sulfate weathering and cyanide-containing gold tailings on the transport and fate of mercury and other metals in Gossan Creek: Murray Brook mine, New Brunswick, Canada. Applied Geochemistry. - 2006. - V. 21 (11) - p. 1969-1985.
- Никаноров, А.М. Хроническое загрязнение пресноводных объектов/ А.М. Никаноров, А.Г. Страдомская //Водные ресурсы. – 2007. – 34. – №3. – С. 337–344.
- Густайтис М.А., Мягкая И.Н., Сарыг-оол Б.Ю., Лазарева Е.В. Распределение ртути в донных отложениях водных объектов в зоне влияния Урского хвостохранилища (Кемеровская область) Вестник ВГУ. серия: Геология. 2017. - № 4 - С. 114-122
- Кабата-Пендиас А., Пендиас Х. Микроэлементы в почвах и растениях. М: МИР, 1989. - 439 с.

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ УСТЬ-ИЛИМСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Долгих П.Г.¹, Полетаева В.И.¹, Пастухов М.В.¹

*1 - Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск;
E-mail - pdolgikh@igc.irk.ru*

Одним из объективных индикаторов экологического состояния водоёма является химический состав донных отложений, накапливающих элементы. Экологическая опасность этого процесса связана с потенциальной возможностью вторичного поступления элементов в водную среду. При накоплении в донных отложениях элементов техногенного происхождения, негативные последствия этого процесса в водных экосистемах очевидны. В работе рассмотрено Усть-Илимское водохранилище – третье водохранилище в каскаде Ангарских ГЭС, состоящее из Ангарской и Илимской частей (рис 1.). Уже в начальный период своего существования водохранилище было отнесено к водоемам с высокой степенью антропогенной нагрузки [Стрижева, 1985], в связи с поступлением в него загрязняющих веществ от крупной промышленной зоны г. Братск. Промышленная зона включает в себя крупнейшие в РФ предприятия химической, металлургической, лесоперерабатывающей и других видов промышленности. Ранее было показано, что в следствии техногенной эмиссии происходит накопление различных элементов, в том числе токсичных, в донных отложениях водохранилища [Poletaeva et al., 2019]. Известно, что информацию о миграционных характеристиках элементов можно получить посредством определения форм нахождения элементов. В связи с этим, целью данного исследования стало изучение форм нахождения элементов (Al, As, Mn, Pb, Cd) в донных отложениях Усть-Илимского водохранилища.

Отбор проб донных отложений производился с борта судна с помощью гравитационной трубки ГОИН-1. Пробы отобраны на 10 станциях опробования, расположенных по акватории Ангарской части Усть-Илимского водохранилища. В соответствии с полученными ранее результатами химического состава вод [Долгих и др.], наиболее загрязненным районом водохранилища является т.н. 2, расположенная в Вихоревском заливе. Химический анализ донных отложений проведен с использованием научного оборудования ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН. Для изучения форм нахождения элементов в донных осадках использовали метод [Кузнецов, Шимко, 1990]. При экстракции различных форм Al, As, Mn, Pb, Cd из донных осадков получены водорастворимая, легкообменная, карбонатная, органическая фракции, фракция аморфных гидроксидов металлов и адсорбированных на них элементов, нерастворимый остаток.

Результаты химического фракционирования элементов в донных отложениях Усть-Илимского водохранилища показаны на рис. 1. С экологических позиций, самой опасной является водорастворимая форма, которая представляет собой находящиеся в поровой воде свободные ионы. В донных отложениях Усть-Илимского водохранилища с этой фракцией связано от 9,7 до 0,0 % (здесь и далее приводятся данные в % от суммы фракций), при концентрациях $Mn > Cd > As > Pb > Al$.

Мобильными, токсичными и биодоступными считаются также элементы, находящиеся в донных отложениях в легкообменной, карбонатной, органической и амфотерной фракциях. Элементы, находящиеся в этих фракциях, могут вторично поступать в водную среду при изменении геохимических условий [Wang et al., 2010]. Распределение элементов находящихся в легкообменной и карбонатной фракциях сходно с их распределением в водорастворимой фракции. По убывающей позиции в легкообменной находятся адсорбированные ионы $Mn > Cd > As > Pb > Al$ (от 31,8 до 0,3 %), в карбонатной фракции – адсорбированные на поверхности глинистых частиц $Mn > Cd > As > Pb > Al$. Доля карбонатной фракции невысокая –

от 8,9 до 0,2 %, в связи с тем, что в донных отложениях Усть-Илимского водохранилища определяющим являются частицы алюмосиликатного состава.

Полученные результаты показали, что в геохимических условиях Усть-Илимского водохранилища наибольшими миграционными характеристиками обладает Mn, который, как показывают исследования [Мартынова, 2011], являясь очень подвижным элементом, может легко диффундировать из осадка в воду при ветровом перемешивании, смене уровня водоема и т.д.

Из элементов первого класса опасности, наиболее подвижным является Cd. Опасность вызывает присутствие этого токсиканта в карбонатной форме (достигает 11,4 %), т.к. предполагается [Jiang et al., 2014], что в этой форме его значительная доля может переходить в раствор после незначительного снижения pH.

Органическая фракция донных отложений вносит значительный вклад в фиксацию элементов техногенного происхождения [Jiang et al., 2014]. В ее состав входят так называемые «легковосстанавливаемая» и «легкоокисляемая» формы элементов. С одной стороны, присутствие элементов в органической фракции, оценивают, как один из факторов самоочищения экосистемы, т.к. комплексообразование с природными органическими лигандами гумусовой природы существенно снижает токсичность элементов в поверхностных водах, обуславливая буферную емкость водных экосистем по отношению к загрязняющим веществам. С другой стороны, на локальных участках, где в восстановительной среде донных отложений происходит «захоронение» органического вещества, при смене режима уровня вод будет наблюдаться его разрушение и, следовательно, распад органических комплексов металлов и появление новых подвижных высокотоксичных соединений. Таким образом, присутствие элементов в органической фракции можно отнести в разряд «потенциально подвижных». По сравнению с рассмотренными выше фракциями, в органической фракции соотношение между элементами в донных отложениях Усть-Илимского водохранилища меняется $Cd > As > Mn > Al > Pb$ (от 8,9 до 0,2 %).

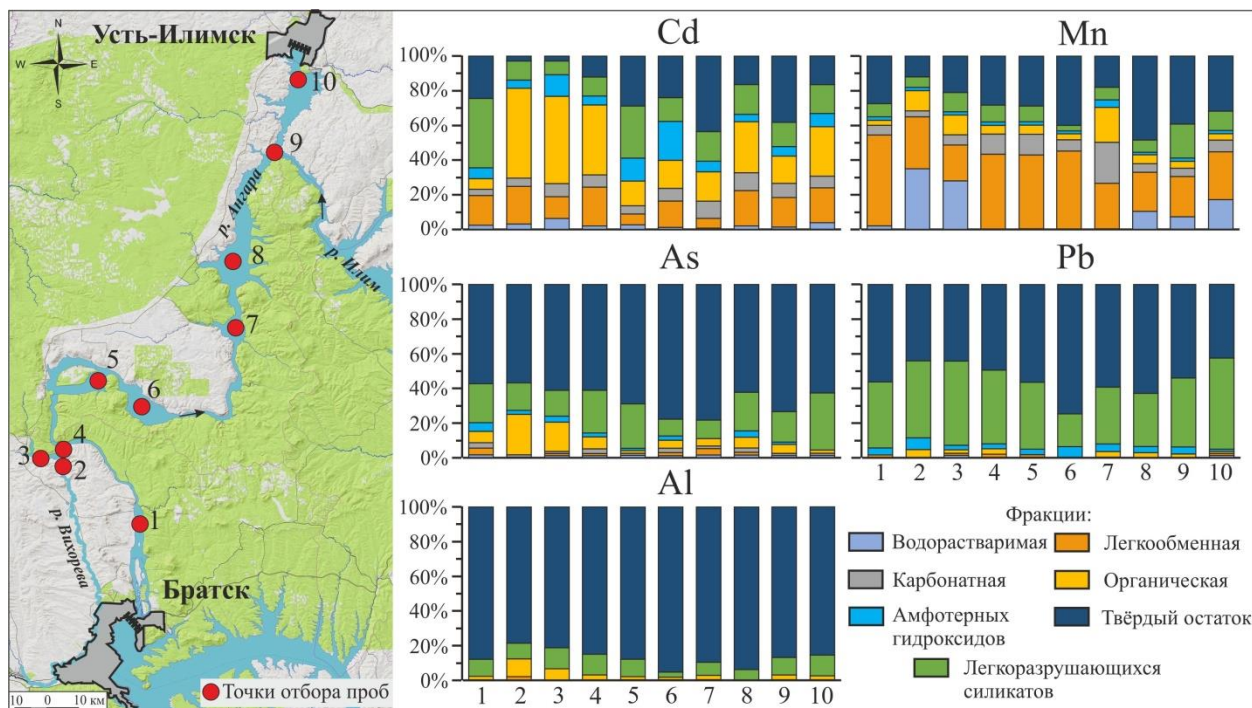


Рис. 1. Карта-схема станций отбора проб и формы нахождения (процент от суммы фракций) элементов в донных отложениях Усть-Илимского водохранилища

Экстракты аморфных гидроксидов и легкоразрушаемых силикатов фиксируют химические элементы, находящиеся в минеральных включениях в составе аморфных оксидов

и отдельных кристаллических минералов [Xuelu Gao et al., 2016]. В донных отложениях Усть-Илимского водохранилища по концентрации элементов во фракции аморфных гидроксидов выстраивается следующий ряд: Cd > Pb > As > Mn > Al (от 10,3 % до 0,3 %). Элементы, находящиеся в следующих фракциях, относятся к наиболее закрепленным. Элементы, связанные с фракцией легкоразрушаемых силикатов, могут переходить в раствор только при pH = 1–3, что маловероятно для околонеutralной или слабощелочной водной среды Усть-Илимского водохранилища. В порядке уменьшения прочности связи элементы в этой фракции образуют ряд: Pb > As > Cd > Al > Mn (от 23,0 до 9,2 %). Элементы в остаточной фракции связаны в кристаллической структуре минералов и, следовательно, вряд ли будут высвобождаться в водную фазу [Carral et al., 1995]. В донных отложениях Усть-Илимского водохранилища в твердом остатке находятся Al > Pb > As > Mn > Cd (от 96,2 до 24,5 %). Сумма этих трех фракций больше 90 % в донных отложениях показывает достаточно прочное закрепление Pb и Al. Ранее отмечено, что в закрепленных фракциях Pb накапливается в донных осадках и в других водоемах [Safak A et al., 2012].

Особенности распределения микроэлементов в спектре постадийных вытяжек донных отложений из различных по техногенной нагрузке районов Усть-Илимского водохранилища наглядно показывают техногенную геохимическую аномалию, приуроченную к Усть-Вихоревскому заливу. Взвешенный материал, осаждающийся в области геохимического барьера, приводит не только к накоплению химических элементов в донных отложениях, но и к изменению их форм и миграционных характеристик. В Усть-Вихоревском заливе значительно увеличиваются доли подвижных и потенциальных подвижных форм всех изучаемых элементов, а закрепленных форм становится меньше.

В русловой части Усть-Илимского водохранилища, где влияние Вихоревской зоны уменьшается, распределение большинства элементов в спектре постадийных вытяжек достаточно равномерно. Выделяются и исключения. Так, например, значимое увеличение Mn в потенциально подвижных фракциях, As в легкообменной фракции донных отложений Ершовского расширения, а также Cd и As в органической фракции, As в карбонатной фракции донных отложениях Воробьевского расширения.

Литература:

- 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, - No 3. – с. 92–107.
- Кузнецов В.А., Шимко Г.А. Метод постадийных вытяжек при геохимических исследованиях // Наука и техника. – 1990. 88 с
- Мартынова М.В. О причинах периодического появления высоких концентраций марганца в московских водохранилищах // Водные ресурсы. – 2011 – Т. 38. - No5. – с. 631–632.
- Стрижева Т.А. Условия и особенности формирования гидрохимического режима, состава и качества вод искусственных водоемов Восточной Сибири (на примере Усть-Илимского водохранилища). Дис. ... к. г. н. Иркутск. 1985. 211 с.
- Carral E., Villares R., Puente X., Carballeira A. Influence of watershed lithology on heavy metal levels in estuarine sediments and organisms in Galicia (north-west Spain) // Mar. Pollut. Bull. – 1995 – V. 30. – p. 604–608.
- Jiang Z., Liu B., Liu H., Yang J. Trace metals in Daihai Lake sediments, Inner Mongolia, China // Environ. Earth.Sci. – 2014 – V. 71. – p. 255–266.
- Poletaeva V.I., Pastukhov M.V., Dolgikh P.G. Geochemical characteristics of microelement distribution in surface sediments of Ust-Ilimsk Reservoir // IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. – 2019 – V. 321: 012042.
- Safak A. FilizKucuksezgin Distribution and chemical speciation of heavy metals in the surficial sediments of the Bakircay and Gediz Rivers, Eastern Aegean // Environ. Earth. Sci. – 2012 – V. 65. – p. 789–803.
- Wang S.F., Jia Y.F., Wang S.Y., Wang X., Wang H., Zhao Z.X., Liu B.Z. Fractionation of trace metals in shallow marine sediments from Jinzhou Bay, China // J. Environ. Sci. 2010 – V. 22 (1). – p. 23–31.

ОЦЕНКА МЕТРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ ЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА В СИНТЕТИЧЕСКИХ МИНЕРАЛАХ МЕТОДОМ ЛА-ИСП-МС

Доржиева А.М.¹, Брянский Н.В.¹, Зарубина О.В.¹, Непомнящих А.И.¹

1 - Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск;

E-mail - mahlyanova.anna@mail.ru

Метод масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой в сочетании с лазерной абляцией (ЛА-ИСП-МС) остается актуальным и востребованным методом прямого элементного [Hirata, 2018] и изотопного анализа горных пород [Schaltegger, 2015], минералов, стекол и других твердофазных веществ, в том числе порошкообразных в виде таблеток со связующим реагентом [Николаева, 2019], [Becker, 2002]. Преимуществами метода ЛА-ИСП-МС являются экспрессность анализа, высокая чувствительность метода, минимальная подготовка проб без перевода их в раствор и введения дополнительных реактивов [Durrant, 1999], [LIU, 2013]. Не смотря на достигнутые успехи в методе, остаются актуальными задачи накопления систематических экспериментальных данных и модельных представлений о процессах лазерного испарения этих существенно разнообразных природных объектов и подбор необходимых стандартных “микрогомогенных” образцов [Адамович, 2010].

Комплексный подход при выборе оптимальных условий лазерного излучения, проработка начальной стадии анализа позволяет минимизировать влияние элементного фракционирования, способствует улучшению показателей воспроизводимости и правильности результатов анализа. Последние являются важными метрологическими характеристиками при разработке и совершенствовании методов ЛА-ИСП-МС определения микроэлементного состава в синтетических минералах.

Настоящая работа посвящена оценке случайной и систематической погрешностей по результатам элементного анализа стандартных образцов (стекол) NIST SRM 610, 612, 614, TB-1G, BHVO-2G, BIR-1G и NKT-1G методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой с лазерным отбором проб.

Все измерения проводили с использованием оборудования Центра коллективного пользования «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН. Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту № 0284-2021-0005 «Развитие методов исследования химического состава и структурного состояния природных и техногенных сред в науках о Земле».

Для оценки правильности полученных результатов спланировали эксперимент по схеме многофакторного дисперсионного анализа [Налимов, 1960], [Доерфель, 1969] (рис. 1). Метод статистического планирования эксперимента с использованием стандартных образцов дает возможность установить не только суммарную случайную погрешность результатов определений, но и оценить ее составляющие, а также систематическую погрешность. Привлечение дисперсионного анализа к решению поставленных задач также позволило оценить контроль правильности и сходимость результатов определения.

Были выбраны шесть стандартных образцов различного состава ($K=6$), каждый образец анализировали в течение нескольких дней ($m=3$), выполняя при этом по два независимых единичных измерения ($n=2$). Таким образом, было проведено 36 независимых измерений интенсивностей в относительных единицах для определяемых элементов ($N=K*m*n=6*3*2=36$).

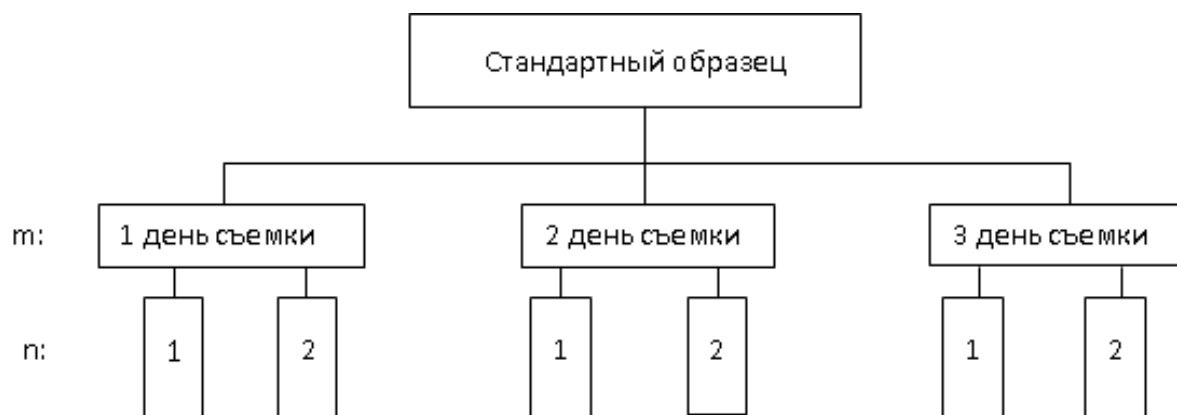


Рис. 1. Схема планирования эксперимента: $m = 3$ – количество дней анализа; n – количество измерений исследуемых образцов.

Значимость систематической погрешности оценивали с помощью t -критерия (распределение Стьюдента):

$$t = \frac{|d_{\text{ср}}|\sqrt{N}}{s_{\Sigma}}, \quad (1)$$

где $N = kmn$, $d_{\text{ср}}$ – систематическая погрешность, s_{Σ} – суммарная дисперсия.

В таблице 1 представлена оценка систематической погрешности результатов анализа исследуемых синтетических стекол методом ЛА-ИСП-МС.

По результатам проведенного многофакторного дисперсионного анализа было установлено, что систематическая погрешность ЛА-ИСП-МС анализа незначима ($t_{\text{расч.}} < t_{\text{табл.}}$). В ходе исследований значимой систематической погрешности не обнаружено для всех определяемых элементов; «разброс» данных не превышает границ погрешности метода.

Таблица 1. Оценка систематической погрешности по результатам анализа синтетических стандартных образцов методом ЛА-ИСП-МС.

Элемент	Диапазон измерений (массовая доля), %	$d_{\text{ср}}$, %	$t_{\text{расч.}}$	$t_{\text{табл.}}$	S_r , %
B	От 0,0001 до 0,04	1,78	0,32	2,02	14,93
Na	От 1,0 до 10,5	1,59	0,74	2,02	10,2
Mg	От 0,002 до 9,0	4,64	1,99	2,02	11,67
Al	От 1,0 до 9,1	3,00	0,91	2,02	4,13
P	От 0,001 до 0,5	0,05	0,35	2,02	5,21
K	От 0,003 до 3,5	1,08	0,37	2,02	9,92
Ca	От 4,0 до 10,5	2,95	1,78	2,02	8,29
Ti	От 0,0003 до 3,5	4,36	1,11	2,02	9,25
Fe	От 0,0002 до 10,0	1,22	0,44	2,02	10,90
Mn	От 0,0001 до 0,15	4,21	1,89	2,02	11,96
Cu	От 0,0001 до 0,05	3,86	1,65	2,02	10,45
Rb	От 0,0001 до 0,05	2,53	1,51	2,02	1,46
Ba	От 0,0001 до 0,1	1,77	1,96	2,02	2,51
Sr	От 0,00001 до 1,0	0,9	1,91	2,02	2,78
Ni	От 0,0001 до 0,05	2,34	1,48	2,02	8,34
Cr	От 0,0001 до 0,05	1,6	1,46	2,02	1,68

Впервые для данного комплекса на основе квадрупольного масс-спектрометра NexION 300D и системы лазерной абляции на основе твердотельного Nd:YAG лазера с рабочей длиной волны 213 нм были рассчитаны пределы определения, показатели воспроизводимости и

точности для определяемых элементов В, Na, Mg, Al, P, K, Ca, Ti, Fe, Mn, Cu, Rb, Ba, Sr, Ni, Cr в стандартных образцах методом ЛА-ИСП-МС.

Разработаны методические подходы к локальному определению элементного состава минералов с пределами обнаружения на уровне 0,1 мг/кг и относительным стандартным отклонением до 15 %.

Литература:

- Becker J.S. Applications of ICP-MS and LA-ICP-MS in materials science // *Spectrochimica Acta Part B*. – 2002. – Vol. 57. – P. 1805-1820.
- Durrant S.D. Laser ablation inductively coupled mass spectrometry: achievements, problems, prospects // *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*. – 1999. – Vol. 14. – P. 1385-1404.
- Hirata T. Laser Ablation – Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry // *Encyclopedia of Geochemistry, Encyclopedia of Earth Sciences Series*. Springer. – 2018.
- LIU YongSheng, HU ZhaoChu, LI Ming, Gao Shan Applications of LA-ICP-MS in the elemental analyses of geological samples // *Chinese Science Bulletin*. – 2013. – Vol. 58(32) – P. 3863–3878.
- Schaltegger U., Schmitt A. K., Horstwood M.S.A. U–Th–Pb zircon geochronology by ID-TIMS, SIMS, and laser ablation ICP-MS: Recipes, interpretations, and opportunities // *Chemical Geology*. – 2015. – Vol. 402. – P. 89–110.
- Адамович Н.Н., Палесский С.В. Масс-спектрометрический анализ локального микроэлементного состава минералов: методические аспекты // *Ежегодник-2009. Тр. ИГГ УрО РАН*. – 2010. – No 157. – С. 305–309.
- Дюерфель К. Статистика в аналитической химии. М.: Мир, 1969, 247 с.
- Налимов В.В. Применение математической статистики при анализе вещества. М: Физматиздат, – 1960. – с.430.
- Николаева И.В., Палесский С.В., Карпов А.В. Сравнение ИСП-МС анализа геологических образцов в варианте растворов и лазерной абляции стекол // *Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов*. – 2019. – Т. 330. –No 5. – с. 26–34.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОГЕОТЕРМЫ ПОД КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКОЙ ИВУШКА (ТОЛУОПСКОЕ ПОЛЕ, ЯКУТИЯ) ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ КСЕНОКРИСТАЛЛОВ ПИРОКСЕНА

А.М. Дымшиц¹, Е.А. Гладкочуб¹, О.Б. Олейников², М.Г. Ощепкова², Н.А. Опарин²

1 - ИЗК СО РАН, г. Иркутск; E-mail - a.dymshits@gmail.com

2 - ИГАБМ СО РАН, г. Якутск

Термальное состояние кратонной литосферной мантии остается актуальной темой на протяжении многих лет, так как является ключевым параметром при геодинамических, геофизических и петрологических интерпретациях.

В данной работе были изучены более 400 ксенокристаллов клинопироксена, отобранные из концентрата тяжелой фракции кимберлита трубки Ивушка (Толуопское кимберлитовое поле). Рассчитанные значения температур варьируют от 720 до 1360°C, значения давлений варьируют от 20 до 58 кбар. Небольшая группа точек наблюдается в области стабильности алмаза. В литосферной мантии под трубкой Ивушка выделяется два кластера высокотемпературных зерен клинопироксена, один в области низов литосферной мантии, другой на глубинах 50–90 км. Образование таких клинопироксенов имеет дискуссионный характер [Тычков и др., 2018].

Реконструированная геотерма показывает величину теплового потока около 36 мВт/м² и толщину термальной литосферы – 220 км. Таким образом, на момент палеозойского кимберлитового магматизма (Толуопское поле) термальная граница литосферы с астеносферой была близка к таковой в районе южных кимберлитовых полей (около 230 км, [Milaushkin et al., 2024]). При этом кимберлитовые магмы для трубок южных полей, захватывали большой диапазон потенциально алмазоносных пород (глубины от 130 до 230 км)

при подъеме, относительно трубок северных полей. Для трубки Ивушка наиболее глубинные ксенокристаллы клинопироксена вынесены со 170 км, что сопоставимо с трубками из Ары-Мастахского, Дюкенского, Лучаканского полей [Дымшиц и др., 2024]. То есть, кимберлитовые магмы этих полей, имеющие на момент кимберлитового магматизма достаточно мощную литосферу (более 220 км), захватывают при подъеме весьма ограниченный объем потенциально алмазоносных мантийных пород. Тут важно отметить, что в отличие от алмазоносных южных полей, которые расположены на архейских террейнах, данные кимберлитовые поля уже относятся к области палеопротерозойских террейнов и коллизионных зон [Donskaya, 2020].

Н.П. Похиленко и Н.В. Соболев [1998] отмечают наличие в трубке Ивушка гранатов, дезинтегрированных из алмазоносных дунит-гарцбургитов и считают, что деструкция алмазоносной мантии могла произойти во время мезозойской тектонической активизации. Этот вывод существенно повышает перспективы территории в региональном плане на среднепалеозойский алмазоносный магматизм.

Выполнено при поддержке базового задания ИГАБМ СО РАН FUGG-2024-0007 и за счет гранта Российского научного фонда № 25-77-30006, <https://rscf.ru/project/25-77-30006/>

Литература:

- Похиленко Н.П., Соболев Н.В. Некоторые аспекты эволюции литосферной мантии северо-восточной части Сибирской платформы в связи с проблемой алмазоносности разновозрастных кимберлитов // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов, 1998. - с. 65-67.
- Тычков Н.С. и соавт. Мезозойская литосферная оболочка северо-востока Сибирского кратона (по включениям в кимберлитах) // Геология и геофизика. 2018. - Т. 59. - №. 10. - с. 1254–1270.
- Donskaya T.V. Assembly of the Siberian Craton: constraints from Paleoproterozoic granitoids // Precambrian Research. 2020. - V. 348. - С. 105869.
- Milaushkin M.V., Malkovets V.G., Gibsher A.A. et al. The Thickness and Thermal State of the Lithospheric Mantle beneath the Yubileynaya Pipe (Alakit–Markha Kimberlite Field, Siberian Craton) // Doklady Earth Science. - 2024. - V. 519. - p. 2236-2242

СПОСОБЫ ДООБОГАЩЕНИЯ ХВОСТОВ ГЕМАТИТОВО-МАГНЕТИТОВОЙ РУДЫ

Дьячков А.А¹, Кондратьев В.В.²

Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук, г. Иркутск; E-mail - sasha.dyachkov.90@mail.ru

С каждым годом требования к сырью повышаются, а запасы сырья снижаются, вследствие чего возникает необходимость оптимизации, имеющихся производственных факторов. Одной из наиболее актуальных задач является повторное использование отвальных хвостов в горно-обогатительном комбинате для повышения качества вырабатываемого сырья.

Увеличивая прирост добычи железной руды, повышается нагрузка на шламовые поля, которые представляют не только технологическую проблему, но и экологическую, представляя угрозу для окружающей среды и здоровья населения. Загрязнения водоемов, деградация почв и другие геоэкологические факторы могут привести к серьезным последствиям.

Для снижения нагрузки на окружающую среду необходимостью стала эффективная разработка методов дообогащения лежалых хвостов, что позволит разгрузить шламовые поля и повысить качество производимой продукции.

В ходе работы решались следующие задачи:

1. Проанализировать фракционный, химический и минералогический состав смеси.

2. Провести исследования по извлечению железа из хвостов данной пробы.

Химический состав проб

Для изучения физико-химических свойств хвостов обогатительной фабрики был произведен отбор проб. Пробы были проанализированы методом рентгеновской флуоресценции на содержание основных компонентов. Результаты анализа приведены в таблице 1.

Таблица 1. Химический состав хвостов производства

Наименование	Содержание, %								
	SiO ₂	SO ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	K ₂ O	P ₂ O ₅	Na ₂ O
Хвосты	65,7	0,3	4,3	17,4	4,8	5,4	0,6	0,4	0,8

Каждая проба классифицировалась по гранулометрическому составу и была рассмотрена на содержание железа ранее проанализированным методом. Результаты представлены в таблице 2.

Таблица 2. Содержание железа в средней пробе по результатам ситового анализа

№ образца	Класс, мм	Выход, %	Содержание Fe, %
1	-0,071	27,90	13,1
2	0,071-0,1	23,70	12,6
3	0,1-0,2	14,90	11,9
4	0,2-0,3	15,80	11,6
5	0,3-0,5	6,80	11,3
6	0,5-1	5,10	11,2
7	1-1,5	4,80	10,7
8	+1,5	1,00	10,8

Из результатов ситового анализа следует, что чем меньше фракция, тем больше уровень содержания железа.

Для определения минералов усредненная проба хвостов подвергалась минералогическому анализу, по итогу которого было установлено 91% силикатные породы, 6% гематита, 3% магнетита.

Экспериментальная часть

В ходе данного исследования рассматривались следующие методы дообогащения исходного продукта:

1. Метод сгущения
2. Гравитационное обогащение
3. Метод мокрой магнитной сепарации

Метод сгущения

Является одним из наиболее ресурсосберегающих способов по первичной переработке материала, так как не требует больших затрат на материалы.

Суть способа заключается в тангенсальном перемешивании исходного продукта с водой в цилиндрическом аппарате, в результате которого происходит разделение минералов в водной среде по плотности, размеру и форме частиц. Тяжелые частицы оседают на дне аппарата, а легкие всплывают в верхнюю часть.

Данный метод является отличным способом к извлечению сырья на первичных стадиях процесса, так как при последующих стадиях обработки мелкодисперсная силикатная группа вклинивается между полезными минералами и выносится вместе с ними.

Гравитационное обогащение

Гравитационное обогащение хвостов железной руды — это процесс, который используется для отделения и извлечения оставшихся полезных компонентов из отходов после первичной переработки и обогащения железорудных материалов. Этот метод основан на различиях в плотности и размерах частиц минералов, что позволяет разделить железные минералы от пустых горных пород.

Обогащение проводилось на концентрационном столе (рисунок 2). Под действием силы тяжести, инерции, трения и силы струи воды осуществлялось разделение минералов. При возвратно-поступательном движении стола зерна тяжелой породы двигались с большей скоростью, чем зерна легкой. Под действием струи воды зерна легкого минерала перемешивались вниз по уклону стола с большей скоростью, что обуславливало равномерность перемешивания перерабатываемой смеси.

Главным показателем при гравитационном варианте обогащения являлась масса перерабатываемых частиц. Выделение более плотных частиц гематита при данном способе производилось быстрее, чем остальных минералов.

Метод мокрой магнитной сепарации

Магнитная сепарация обогащения основана на различиях удельной магнитной восприимчивости и магнитной проницаемости минералов, слагающих руду.

Так, к сильномагнитным относятся в основном железосодержащие минералы (магнетит, пирротин и др.) с удельной магнитной восприимчивостью не менее $3 \cdot 10^{-3} \text{ см}^3/\text{г}$, извлекаемые на сепараторах со слабым полем напряженностью $H < 1500 \text{ Э}$ (до 120 кА/м)

К слабомагнитным относится большая группа минералов (например, гематит, ильменит) с меньшей удельной магнитной восприимчивостью: от $3 \cdot 10^{-3}$ до $15 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$. Извлечение этих минералов при магнитном обогащении производится на сепараторах с сильным полем напряженностью $10\,000\text{--}20\,000 \text{ Э}$ (от 800 до 1600 кА/м).

Исследования данного материала производилось комбинированным методом магнитной сепарации, на первом этапе использовалось слабое магнитное поле для выделения магнетита, а на втором этапе применялось сильное магнитное поле для выделения гематита.

Принципиальная схема устройства магнитного сепаратора для мокрого обогащения руды с нижней подачей материала показана на рисунке 1.



Рис. 1. Схема магнитного сепаратора для мокрого обогащения

1 — зернистый и тонкозернистый немагнитные продукты; 2 — магнитный продукт.

Исследования в области испытания хвостов посредством магнитной сепарации позволили получить концентрат с содержанием железа 31%, что предполагает перспективность работ в данном направлении.

Таким образом каждый из рассмотренных способов обогащения имеет различное применение в производстве железосодержащих концентратов. Наиболее эффективным методом, среди данного исследования, является метод мокрой магнитной сепарации, который позволил увеличить концентрацию железа более чем в 2 раза.

Литература:

- Т.Н. Александрова, В. Б. Кусков, Я. В. Кускова. Способ обогащения и переработки железных руд: № 2015146610/03 //Патент № 2601884 С1 Российская Федерация, МПК В03В 7/00, В03С 1/00-2015.
- В. В. Кондратьев, А. И. Карлина, А. А. Петровский [и др.]. Технологические решения повышения уровня извлечения железа из складированных хвостов обогащения // Черная металлургия. Бюллетень научно-технической и экономической информации. – 2024. – Т. 80, № 11. – С. 5-11.
- Ю. С. Сафрыгин, В. И. Тимофеев, Ю. В. Букша [и др.]. Способ управления процессом сгущения пульпы: № 2007141117/12// Патент № 2373987 С2 Российская Федерация, МПК В01D 21/00-2007.
4. Г. Л. Фишман, Ю. Р. Фролов, И. М. Рожков [и др.]. Способ гравитационного обогащения полезных ископаемых: № 4848469/03//Патент № 2017533 С1 Российская Федерация, МПК В03В 5/00, В03В 5/10. -1990.

МИНЕРАЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ КВАРЦЕВОГО СЫРЬЯ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И ЗАБАЙКАЛЬЯ

Жабоедов А.П., Непомнящих А.И., Федоров А.М., Теренин С. Ю., Зарубин В.Ю.

1 - Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук, г. Иркутск; E-mail: rover2808@yandex.ru

В данном исследовании основное внимание уделяется минералого-технологической оценке кварцевого сырья различного генетического типа Восточной Сибири и Забайкалья. Определены оптимальные технологические параметры химического обогащения. Разработана технологическая схема получения кварцевых концентратов высокой чистоты (Рис. 1). Схема включает в себя следующие этапы: дробление куска до фракции – 25 мм; классификация куска до фракции -25+3 мм; термодробление; истирание; классификацию крупки до фракции - 300+100 мкм; химическое обогащение в растворе кислот 20% HCl:20%HF; сушку кварцевой крупки; контроль качества кварцевого концентрата; упаковку. При использовании данной методики и дополнительных этапов термообработки были получены кварцевые концентраты различной степени чистоты. Результаты обогащения представлены в таблице 1.

Содержание структурных примесей Al, Ti и Li в кварце является основным фактором, ограничивающим чистоту и направление применения кварца. Из анализа данных таблицы 1 видно, что кварцевые концентраты, полученные из кварцевого сырья Восточной Сибири и Забайкалья, соответствуют кварцевым концентратам глубокого обогащения. Данные концентраты соответствуют ТУ 5726-002-1149665-97 и могут быть применены в таких областях как: полупроводниковая; светотехническая; волоконно-оптическая; оптическая; стекло специального назначения и другое [Жабоедов и др., 2017].

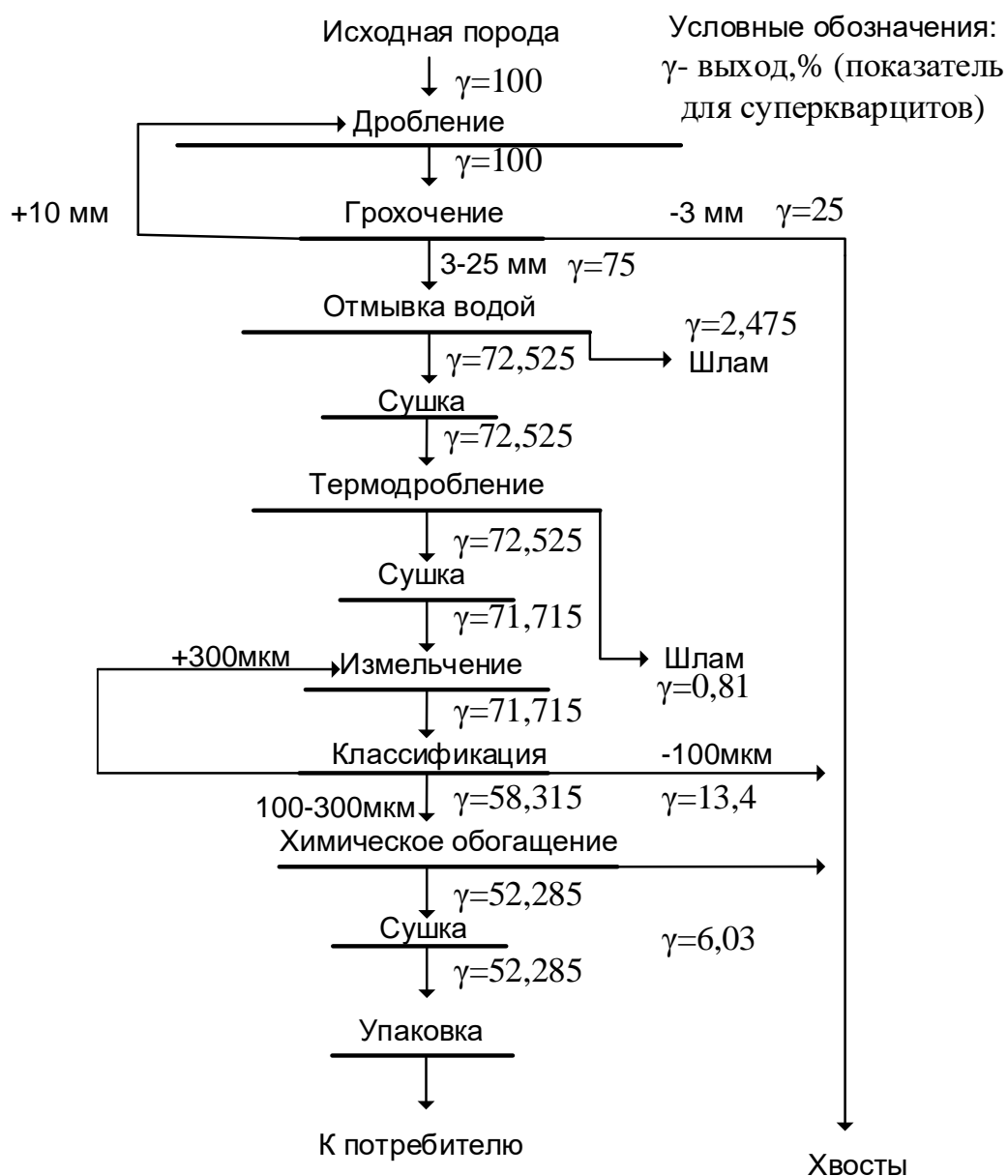


Рис. 1. Технологическая схема получения кварцевых концентратов

Таблица 1 Характеристики исходного кварцевого сырья и кварцевых концентратов, ppm

Тип кварца	Fe	Al	Ti	Ca	Mg	Cu	Mn	Na	K	Li	Σ10	К и.к.
Суперкварцит исх.	6	27	1,7	0,8	1	0,17	0,02	3,5	6,3	0,13	46,6	7,28
Суперкварцит ХО.	0,9	4,5	0,8	0,7	0,2	0,14	0,01	2,5	0,5	0,12	10,4	7,28
Мелкозернистый исх.	7,1	65,9	2,4	4,6	4,4	0,16	0,09	5,9	23,9	0,14	115	6,53
Мелкозернистый ХО.	0,6	9,3	1,1	1,3	1,3	0,12	0,01	4,0	2,3	0,14	20,2	6,53
Сливной исх.	4,9	10,4	0,3	7,3	0,9	0,2	0,1	19,3	6,2	0,3	50	6,73
Сливной ХО.	6,9	5,3	0,2	2	0,5	0,11	0,05	1,1	0,9	0,4	17	6,73
Уренгенур исх.	13,8	234	17,5	186	51	0,1	0,9	6,8	124	0,1	634	6,46
Уренгенур ХО.	3,5	11,1	1,8	1,7	1,4	0,08	0,06	2,8	1,9	0,1	24	6,46

Урда-Гарган первый тип исх.	17	59	3,2	20	10	0,3	0,9	6	22	0,1	138	6,62
Урда-Гарган первый тип ХО.	0,1	7,1	0,8	1,9	0,3	0,1	0,01	1,6	0,3	0,4	12,3	6,62
Козырек исх.	455	564	6,8	50	252	0,51	4,5	66,9	159	0,22	1560	-
Козырек ХО.	4,9	22	2,35	22	3,4	0,02	0,73	18	2,2	0,2	76,5	-
Гранулированный кварц жилы 2821 исх.	2,9	23,9	1,8	0,3	0,4	0,01	0,01	1,9	4	1,4	37	7,09
Гранулированный кварц жилы 2821 ХО.	0,5	13,6	1,8	0,5	0,1	0,01	0,01	1,5	0,3	1,4	20	7,09

Работа выполнена в рамках проекта № 0284-2021-0004. Экспериментальные результаты, используемые в работе, получены на оборудовании ЦКП «Изотопных и геохимических исследований» ИГХ СО РАН.

Литература:

Аксенов Е.М., Быдтаева Н.Г., Бурьянов Ю.И., Колмогоров Ю.Г., Непряхин А.Е., Нигматов И.Н. Перспективы использования кварцевого сырья России в высоких технологиях// Разведка и охрана недр. – 2015. – № 9. – С.57-66.
 Жабоедов А.П., Непомнящих А.И., Соломеин О.Н./ Кварцевые концентраты из кварцитов Восточного Саяна. // Известия РАН. Серия физическая. - 2017 - №9. - С. 1232-1237.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЕКАНИНАИТА ИЗ ПЕГМАТИТОВ ГРАНУЛИТОВОГО МАССИВА ДОЛЬНИ БОРИ (ЧЕХИЯ)

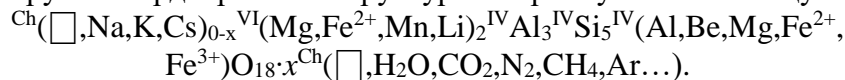
Жаркова Е.В.¹, Скублов С.Г.^{2,1}, Сокол Э.В.³

1 - Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, г. Санкт-Петербург; E-mail - lizazarkova2810@gmail.com

2 - Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, г. Санкт-Петербург

3 - Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, г. Новосибирск

Минералы группы кордиерита изоструктурны бериллу и имеют общую формулу



В кордиерите доминирует минал $\text{Mg}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$; в секанинаите – $\text{Fe}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$. В позициях $^{\text{VI}}\text{M}^{2+}$ располагаются Mg и Fe, обычно примесь Mn и редко присутствует Li ($^{\text{VI}}\text{Li}^+ + ^{\text{Ch}}\text{Na}^+ \rightarrow ^{\text{Ch}}\square + ^{\text{VI}}\text{Mg}^{2+}$). В кордиеритовые керамики могут быть имплантированы Zn, Cu, Co, Ni, Sr, Ba [Lou et al., 2022]. Тетраэдры шестичленных колец заселены Si и Al. В межкольцевых тетраэдрах может присутствовать Be и микроколичества Mg, Fe^{2+} или Fe^{3+} . Каналы всегда заселены частично, обычно натрием и молекулярной водой. Для «сухих» пирогенных кордиеритов характерны примеси K, Ca и, редко, F; для кордиеритов из гранулитов – молекулярная CO_2 [Schreyer, 1986; Radica et al., 2013].

Кордиерит обычен в породах контактового и динамотермального метаморфизма, S-гранитах или контаминированных лейкогранитах. Секанинаит, напротив, достаточно редкий минерал. Он известен в гранитных пегматитах, лейкогранитах, продуктах пирометаморфизма и в эффузивных породах [Gottesman, Forster, 2004]. Самым известным его проявлением является гранулитовый массив Дольни Бори (Чехия), где этот минерал был впервые описан.

Секанинаит здесь приурочен к симметрично-зональным пегматитовым жилам с Li, B, F, Nb, W, Sb и As специализацией и низким содержанием Be. Он ассоциирует с полевым шпатом, кварцем, альбитом, мусковитом, турмалином, андалузитом, апатитом и многими акцессорными минералами [Hreus et al., 2025].

Целью исследования является определение диапазонов содержания примесных элементов и воды методом SIMS в секанинаите из пегматитов Дольни Бори и рассмотрение особенностей его состава в сравнении с химическим составом представительной выборки кордиеритов из объектов различных генетических типов (гранулитов, пород амфиболитовой фации, роговиков и других пегматитов).

Измерения содержания порообразующих элементов были выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН методом SEM-EDS (JEOL JSM-6510LA с энергодисперсионной приставкой JED-2200, аналитик О.Л. Галанкина). Содержание примесных элементов и воды было определено методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в Ярославском Филиале Физико-Технологического института РАН (аналитики Е.В. Потапов, С.Г. Симакин). Выполнено 138 локальных анализа, соответствующих 48 образцам секанинаита и кордиерита. 15 анализов соответствуют 5 образцам секанинаита из гранитных пегматитов массива Дольни Бори, 123 анализа соответствуют 43 образцам кордиерита из различных российских и некоторых зарубежных проявлений. Все измерения были выполнены на зернах кордиерита высокого качества, вплоть до ювелирного, без включений иных минеральных фаз и газовой-жидких включений, а также без следов вторичных изменений (пинитизации).

Изученные образцы секанинаита характеризуются предельной железистостью (F=86-97%), а также аномально высокими содержаниями Mn, Li и Cl. Соответствующие средние величины превосходят максимальные значения, зафиксированные в выборке кордиеритов. Средние концентрации Na, K, Rb, Cs, B, Ga, Zn и H₂O в секанинаите Дольни Бори также превышают соответствующие показатели в совокупной выборке кордиеритов (Табл. 1; Рис. 1).

Таблица 1. Содержание примесных элементов и воды (ppm) в секанинаитах и кордиеритах.

Компонент	Секанинаит (n=15)				Кордиерит (n=123)			
	Median	Min	Max	IQR	Median	Min	Max	IQR
Li	1092	547	1633	830	32.2	1.39	614	99.9
Na	6404	4289	8397	2293	1178	141	7328	1433
K	115	60.2	372	20.3	117	23.3	696	86.3
Rb	8.74	3.06	13.2	6.14	1.63	0.38	29.6	4.95
Cs	8.01	6.65	101	10.8	1.52	0.06	298	4.37
Be	6.66	3.32	7.97	3.45	20.5	1.25	2317	55.8
Ca	406	143	462	137	1036	647	1332	184
Sr	0.43	0.15	3.87	0.15	0.56	0.23	8.67	0.39
Ba	0.58	0.20	3.30	0.37	0.73	0.21	18.1	0.55
B	9.02	4.53	10.5	2.12	0.99	0.03	48.9	1.81
Ga	142	113	148	10.2	49.9	14.1	150	19.2
Mn	9102	8228	19516	3223	782	204	6044	1590
Cr	9.22	2.96	12.9	4.06	63.5	40.6	83.1	13.5
V	5.80	2.79	8.32	2.62	58.1	38.1	79.2	12.7
Ni	9.34	3.51	11.7	1.65	20.7	4.84	158	22.0
Co	8.35	3.26	16.9	3.49	10.2	2.11	30.4	12.1
Zn	780	464	1057	124	176	22.5	1692	245
Ti	17.3	9.04	31.9	9.29	9.53	5.51	101	6.43
P	216	26.9	687	190	296	14.2	807	188
F	0.17	0.02	0.31	0.11	0.16	0.02	2.14	0.17
Cl	1711	950	2724	1268	102	4.91	1238	212
H₂O	16114	12277	19090	4883	15325	3834	33819	9021

При этом секанинаиты бедны Be, что ранее было отмечено для поздних дифференциатов этой гранитоидной системы [Hreus et al., 2025], а также переходными металлами – Cr, V, Ni. Выявлены сильные отрицательные корреляционные зависимости между железистостью и Cr и V (Рис. 2).

Высокие содержания Zn и Cl, а также достоверное присутствие примесей P, B и Ga в минералах группы кордиерита установлены впервые. Важно отметить факт обнаружения Cs (до 298 ppm), наличие которого в каналах структуры кордиерита предполагалось по аналогии с бериллом, но достоверных свидетельств этого до сих пор получено не было.

По результатам анализа были выделены статистически значимые отличия между секанинаитом и кордиеритом в содержании 12 примесных элементов, выделенных жирным шрифтом в Табл. 1. Эти отличия отчетливо видно на Рис. 1.

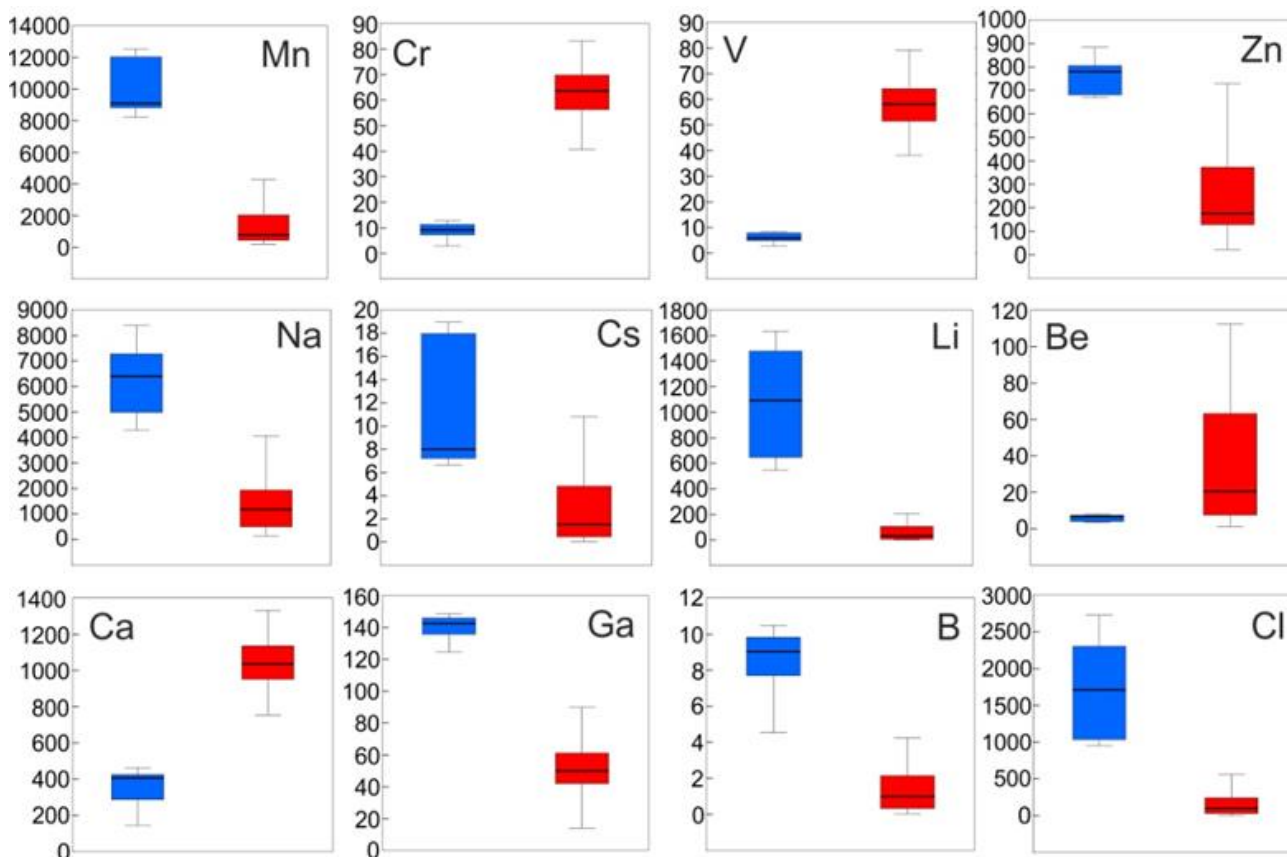


Рис. 1. Диаграмма «ящик с усами» для секанинаита из гранитных пегматитов Дольни Бори (синий цвет) и выборки кордиеритов из объектов различной генетической принадлежности - породы контактового и регионального метаморфизма, пегматиты и пегматоиды (красный цвет). Содержание редких элементов приведено в ppm. Прямой линией показана медиана, «ящик» отвечает межквартильному размаху (IQR), «усы» – минимум-максимум без учета выбросов (non-outlier range, $Q1-1.5 \times IQR$ и $Q3+1.5 \times IQR$).

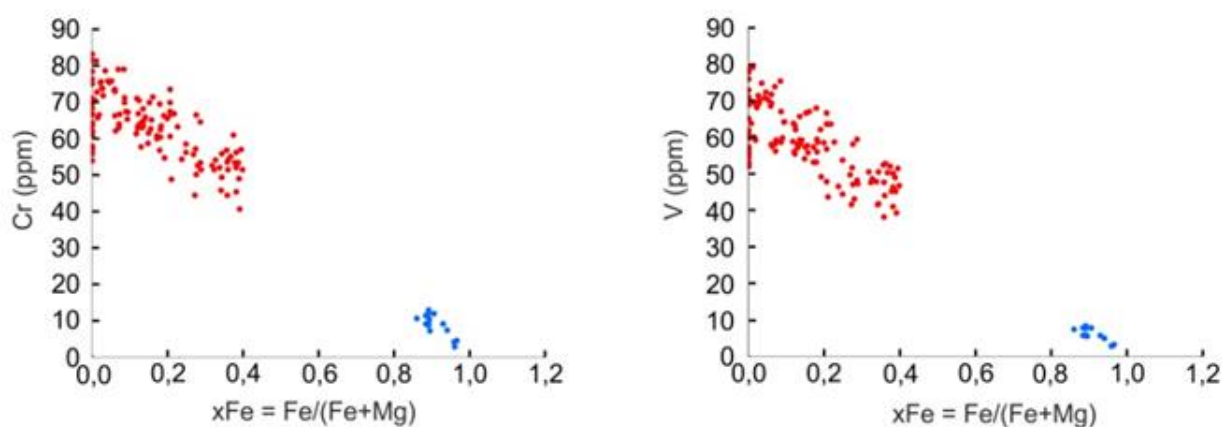


Рис. 2. Корреляционная зависимость между Cr и V и железистостью. Синие метки – секанинаит, красные – кордиерит.

Литература:

- Gottesmann B., Forster H.J. Sekaninaite from the Satzung granite (Erzgebirge, Germany): magmatic or xenolithic? // Eur. J. Mineral. 2004. V. 16. P. 483–491.
- Hreus S., Kocáb J., Novák M., Galiová M.V., Gadas P. Compositional evolution (Li, Be) in cordierite-group minerals from metamorphic and magmatic rocks of the Bory Granulite Massif, Moldanubian Zone, Czech Republic and its implications for origin of related granitic pegmatites // Chem. Geol. 2025. V. 680. 122668.
- Lou W., Song K., Hussain F., Khesro A., Zhao J., Bafrooei H.B., Zhou T., Liu B., Mao M., Xu K., Taheri-nassaj E., Zhou D., Luo S., Sun S., Lin H., Wang D. Microwave dielectric properties of $Mg_{1.8}R_{0.2}Al_4Si_5O_{18}$ ($R = Mg, Ca, Sr, Ba, Mn, Co, Ni, Cu, Zn$) cordierite ceramics and their application for 5G microstrip patch antenna // J. Europ. Ceramic Soc. 2022. V. 42(5). P. 2254–2260.
- Radica F., Caritelli F., Bellatreccia F., Della Ventura G., Cavallo A., Piccinini M., Hawthorne F.C. Spectroscopy and X-Ray structure refinement of sekaninaite from Dolni Bory (Czech Republic) // Mineral. Mag. 2013. V. 77(4). P. 485–498.
- Schreyer W. The mineral cordierite: structure and reactions in the presence of fluid phases // Berichte der Bunsengesellschaft für physikalische Chemie. 1986. V. 90(8). P. 748–755.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛАХ КЛАССА СУЛЬФОСОЛЕЙ КОШКИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (О. ШУМШУ, КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)

Жегунов П.С.¹, Шевелева Р.М.¹, Житова Е.С.¹, Грибушин К.А.², Смирнова А.А.³, Самаркина Н.К.¹

1 – ИВУС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский; pavel.zhegunov@bk.ru

2 – НИГТЦ ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

3 – Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург

В работе представлены результаты изучения сульфидно-сульфосольно-кварцевой минерализации Кошкинского рудного поля. Ранее среди минералов класса сульфосолей на рудном поле были установлены [Евсеев и др., 2001; Кемкина и др., 2018]: фюльппит, геттардит, теннантит, а также фиксировались возможные проявления энаргита и айкинита. В результате наших исследований идентифицированы: буланжерит, бурнонит, зелигманнит, геокронит, иорданит, блеклые руды, нагиагит. Сульфосоли являются важными индикаторами условий минералообразования, поэтому данные о типоморфных особенностях этих минералов способствуют разработке модели рудообразующей системы на острове Шумшу.

Кошкинское рудное поле располагается в северной части о. Шумшу, объединяет ряд пунктов минерализации золота, серебра и полиметаллов (Океанский, Океанский-1, Морской

и др.). Вмещающие породы представлены верхнемиоцен-плиоценовыми туффитами, гидроэксплозивными туфами, туфоконгломератами основного, среднего и кислого состава, которые прорываются субвулканическими телами и дайками базальтов, андезитов, кварцевых диорит-порфиров, дацитов. Образцы для исследования отобраны в пункте минерализации Океанский. В его пределах выделен ряд кварцево-жильных зон, которые сопровождаются адулярсодержащими гидросерицит-серицитовыми вторичными кварцитами [Евсеев и др., 2001]. Кварцевые жилы содержат золото-серебряную (эпитермальную) минерализацию сульфидно-сульфосолюно-кварцевого минерального типа [Данченко, 1990]. Выделяют четыре последовательные минеральные ассоциации [Данченко, 1990]: (1) галенит-сфалерит-кварцевая; (2) сульфосолю-кварцевая; (3) реальгар-аурипигмент-кварцевая; (4) глинисто-кварцевая. Также жилы содержат теллуридную минерализацию, первые данные о которой мы приводили ранее [Грибушин, Жегунов, 2024].

Определение минерального состава руд проводилось в аншлифах методом электронно-зондового микроанализа на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega 3 с энергодисперсионным спектрометром (ИВиС ДВО РАН, аналитик Ш.С. Кудяева). Порошковые рентгенограммы получены с помощью дифрактометра Rigaku Raxis Rapid II, а монокристалльные данные – на дифрактометре Rigaku XtaLAB Synergy-S (СПбГУ, аналитик Житова Е.С.).

В кварцевых жилах сульфосоли встречаются совместно, располагаются в пустотках в кварце, где формируют идиоморфные кристаллы, волокнистые и спутанно-волокнистые агрегаты, либо полностью заполняют пространство с образованием сложных сростаний (рис. 1 а).

Бурнонит $PbCuSbS_3$ и *зелигманнит* $PbCuAsS_3$. Встречаются совместно в составе сложных минеральных агрегатов в ассоциации с сульфосолями, галенитом, алтаитом (Рис. 1 а, в), выполняет трещины в сфалерите и марказите. Размер кристаллов достигает 600 мкм по удлинению. В составе бурнонита присутствует примесь As (до 9.10 мас. %) и Te (до 1.90 мас. %), эмпирическая формула: $Pb_{0.98}Cu_{0.98}(Sb_{0.69}As_{0.38}Te_{0.05})_{\Sigma 1.11}S_{2.92}$. Зелигманнит содержит примесь Sb (до 6.00 мас. %) и Te (до 0.60 мас. %), эмпирическая формула: $Pb_{0.99}Cu_{0.97}(As_{0.74}Sb_{0.30}Te_{0.02})_{\Sigma 1.06}S_{2.97..}$

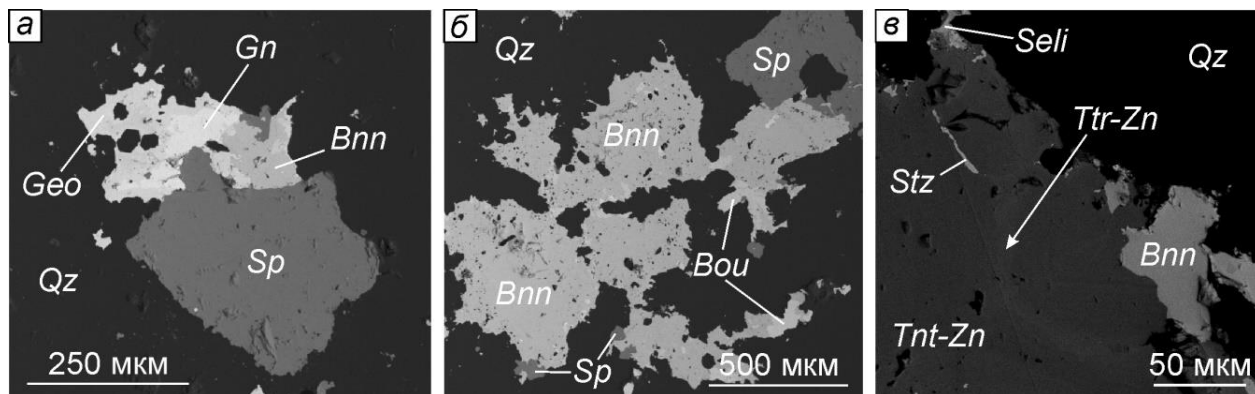


Рис. 1. Сульфосоли их взаимоотношения с другими минералами: а – сложный сросток бурнонита (*Bnn*), геокронита (*Geo*) и галенита (*Gn*) в ассоциации со сфалеритом (*Sp*) в кварце (*Qz*); б – крупные агрегаты кристаллов бурнонита в сростании с буланжеритом (*Bol*) в ассоциации со сфалеритом в кварце; в – зерно теннантита-(Zn) (*Tnt-Zn*) с тетраэдритовыми-(Zn) (*Ttr-Zn*) зонами роста в ассоциации с бурнонитом, штутцитом (*Stz*) и зелигманнитом (*Seli*). Изображения в обратно рассеянных электронах

Буланжерит $Pb_5Sb_4S_{11..}$. Формирует идиоморфные игольчатые и волосовидные кристаллы размером до 500-600 мкм по удлинению. Образует сростания с галенитом и сульфосолями (Рис. 1 б), выполняет трещины в сфалерите. Содержит примесь As (до 2.00 мас. %), эмпирическая формула: $Pb_{5.00}(Sb_{3.58}As_{0.47})_{\Sigma 4.05}S_{10.95}$. Согласно результатам

рентгеноструктурного анализа, буланжерит кристаллизуется в ромбической сингонии, пр.гр. $Pnma$, параметры элементарной ячейки $a = 4.0349(3)$, $b = 23.4345(12)$, $c = 21.1485(16)$, $V = 1999.7(2)$; при этом атомы Pb и Sb разупорядочены. По данным П. Шульца [Schultz et al., 2017], разупорядоченная ромбическая модификация буланжерита образуется при температурах выше 350–400 °С, следовательно, это позволяет предполагать, что кристаллизация сульфидно-сульфосолюно-кварцевой минеральной ассоциации могла происходить при температурах выше 350–400 °С. Однако, данную оценку температуры кристаллизации необходимо подтвердить данными минеральных термометров и исследованиями флюидных включений, что является предметом дальнейших исследований.

Геокронит $Pb_{14}Sb_6S_{23}$ и *иорданит* $Pb_{14}As_6S_{23}$. Встречаются совместно, образуют агрегаты сложных очертаний с галенитом, нагиагитом, алтаитом, теллурантимоном и сульфосолями (Рис. 1 а). Геокронит формирует мономинеральные спутанно-волокнистые агрегаты (размер агрегатов до 250 мкм), выполняет трещины в сфалерите. В составе геокронита присутствует As (до 5.10 мас. %), эмпирическая формула: $Pb_{14.00}(Sb_{3.48}As_{2.50})\Sigma_{5.98}S_{23.02}$. Иорданит содержит примесь Sb (до 6.80 мас. %), эмпирическая формула: $Pb_{13.96}(As_{3.84}Sb_{2.15})\Sigma_{5.99}S_{23.05}$.

Блеклые руды. Среди блеклых руд наиболее распространен теннантит-(Fe), реже встречаются теннантит-(Zn), тетраэдрит-(Mn) и тетраэдрит-(Zn). Блѣклые руды образуют сростания с сульфосолями и теллуридами (Рис. 1 в), в некоторых случаях теннантит-(Fe) выполняет пространство между кристаллами более раннего пирита. Встречаются ритмично-зональные, либо неоднородные зерна теннантита, в которых отдельные зоны сложены тетраэдритом-(Fe) или тетраэдритом-(Zn). В химическом составе теннантита-(Zn) отмечена примесь Fe (до 0.80 мас. %) и Ag (до 0.90 мас. %), эмпирическая формула теннантита-(Zn): $Cu_6[(Cu_{3.92}Ag_{0.10})\Sigma_{4.02}(Zn_{1.76}Fe_{0.22})\Sigma_{1.98}](As_{3.27}Sb_{0.70})\Sigma_{3.97}S_{13.20}$; для теннантита-(Fe): $Cu_6[Cu_{3.95}(Fe_{1.29}Mn_{0.51}Zn_{0.34})\Sigma_{2.14}](As_{3.95}Sb_{0.09})\Sigma_{4.04}S_{12.97}$; для тетраэдрита-(Fe): $Cu_6[Cu_{4.01}(Fe_{0.66}Mn_{1.16}Zn_{0.32})\Sigma_{2.14}](Sb_{2.75}As_{1.25})\Sigma_{4.00}S_{12.85}$.

Нагиагит $[Pb_3(Pb,Sb)_3S_6](Au,Te)_3$. Минерал близкий по составу к нагиагиту встречен в сростаниях с теллуридами (алтаит, сильванит, штутцит). Нагиагит образует кристаллы таблитчатого облика (до 30 мкм по удлинению), зерна неправильной формы в сложных агрегатах. В химическом составе присутствует примесь As (до 3 мас. %). Отмечено пониженное содержание Au (до 6.10 мас %) и повышенное Te (до 22.60 мас. %) по отношению к идеальному составу, эмпирическая формула: $[Pb_{1.00}(Pb_{0.25}Sb_{0.46}As_{0.22})\Sigma_{0.93}S_{1.90}][(Au_{0.17}Te_{1.00})\Sigma_{1.17}]$.

На Кошкинском рудном поле (о. Шумшу) впервые обнаружены 8 минеральных видов сульфосолей. Сходная по составу минеральная ассоциация встречена на эпитепмальном месторождении Сакаримб (Румыния) [Dincă et al., 2025], а также на вулcano-плутоническом месторождении Дарасун (Россия) [Любимцева и др., 2019]. Зональное строение блеклых руд, широкие вариации составов сульфосолей могут указывать на колебания физико-химических параметров рудообразующего флюида.

Работа выполнена в рамках тем НИР ИВиС ДВО РАН «Геохимия продуктов современной вулканической и поствулканической деятельности» (FWME-2024-0013) и "Минералообразование в надсубдукционной зоне Северной Пацифики" (FWME-2024-0004).

Литература:

- Грибушин К. А., Жегунов П. С. Первые данные о теллуридной минерализации Кошкинского золоторудного поля (о. Шумшу, Курильские острова) // Новое в познании процессов рудообразования: Тринадцатая Российская молодѣжная научно-практическая Школа, Москва, 25 – 29 ноября 2024 г. Сборник материалов – М.: ИГЕМ РАН. – 2024. – с. 54–57.
- Данченко В.Я. Золото-серебряная минерализация Большой Курильской гряды. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО АН СССР, 1990. – 64 с.
- Евсеев В.Ф., Шейко В.Т., Ковтунович П.Ю. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Курильская. Листы М-56-ХII, ХVII, ХVIII, ХХIV; М-57-VII, ХIII (о. Парамушир), М-56-ХХХIII, ХХIX (о. Онекотан), М-56-ХХVIII, ХХIX, ХХХIV, ХХХV (о. Шиащкотан), М-56-ХХХIII, ХХХIV; L-

56-III, IV (о. Матуа), L-56-II, III, VII, VIII, IX (о. Симушир). Объяснительная записка. – СПб, Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. – 123 с.

Кемкина Р.А., Кемкин И.В., Маслеев А.В. Сурьмяная минерализация золото-серебряного проявления о. Шумшу (Курильские острова) // Материалы пятой Всероссийской молодежной научно-практической школы-конференции, 2018. – С. 141-143.

Любимцева Н.Г., Бортников Н.С., Борисовский С.Е. Сосуществующие бурнонит-зелигманитовый и теннантит-тетраэдритовый твердые растворы на золоторудном месторождении Дарасун (Восточное Забайкалье, Россия): оценка температур минералообразования // Геология рудных месторождений. – 2019. – Т. 61. – № 3. – С. 85-104.

Dincă G., Popescu G.C., Tora D. Decoding the mineralogy and geochemistry of sulfosalts in the Săcărâmb Au-Ag-Te ore deposit (Romania): Unveiling a fresh insight into the evolution of a complex hydrothermal system. – Ore Geology Reviews, 2025. – Vol. 176. – 106424.

Schultz P., Nietschke F., Wagner G., Eikemeier C., Eisenburger L., Oeckler O. The crystal structures of Pb₅Sb₄S₁₁ (Boulangerite) – a phase transition explains seemingly contradictory structure models // Zeitschrift für Allgemeine und Anorganische Chemie. – 2017. – Vol. 643. – P. 1531-1542.

НАТАЛИЯМАЛИКИТ TlI И ЕГО КУБИЧЕСКАЯ ПОЛИМОРФНАЯ МОДИФИКАЦИЯ С ВУЛКАНА КОРЯКСКИЙ, КАМЧАТКА

Житова Е.С.¹, Аникин Л.П.¹, Шиловских В.В.², Золотарев А.А.²

*1 – Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский,
E-mail - zhitova_es@mail.ru*

2 – Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург

Природные иодиды весьма малочисленны. Они представлены семью минералами, в которых моноанионом выступает I. Сугубо вулканическим среди иодидов является наталиямаликит TlI, описанный в качестве нового минерального вида в эксгальсионных отложениях фумарол вулкана Авачинский (Камчатка) [Okrugin et al., 2017]. Хотя первое описание кристаллов состава TlI [Zelenski, Bortnikova, 2005] относится к эксгальсионным фазам, кристаллизовавшимся в трубках, установленных в фумаролы Активного кратера вулкана Мутновский на Камчатке, размер кристаллов не позволил тогда провести их изучение.

В докладе будут представлены материалы по находке двух полиморфных модификаций состава TlI в фумарольных отложениях вулкана Корякский: наталиямаликита [сингония ромбическая, пространственная группа *Cmcm*, $a = 4.5856(2)/4.5846(5)$, $b = 12.9318(6)/12.9275(14)$, $c = 5.2551(2)/5.2534(6)$ Å, $V = 311.63(2)/311.35(6)$ Å³] и природной кубической модификации [сингония кубическая, пространственная группа *Pm-3m*, $a = 4.212$ Å, $V = 74.75$ Å³]. Существование такой фазы в природе предполагалось ранее по находкам кристаллов TlI кубического габитуса на вулканах Авачинский и Мутновский (Камчатка). Срастание двух полиморфов состава TlI, один из которых ромбический и соответствует наталиямаликиту, а второй кубический, может быть вызвано изменением температуры кристаллизации. Во всех известных случаях образование наталиямаликита связано с вулканическими газами с высоким содержанием глубинной компоненты [Житова и др., 2025].

Работа выполнена по гос. заданию ИВиС ДВО РАН в рамках темы научно-исследовательских работ "Минералообразование в надсубдукционной зоне Северной Пацифики" № FWME-2024-0004, регистрационный номер 124031900001-9. Исследование зерен минерала с помощью рентгеновской дифракции и химического состава выполнены в Ресурсных Центрах «Рентгенодифракционные методы исследования» и «Геомодель» Научного парка СПбГУ в рамках проектов 118201839 (PURE ID) и 124032000029-9, соответственно.

Литература:

- Okrugin V., Favero M., Liu A., Etschmann B., Plutachina E., Mills S., Tomkins A.G., Lukasheva M., Kozlov V., Moskaleva S., Chubarov M., Brugger J. Smoking gun for thallium geochemistry in volcanic arcs: Nataliyamalikite, TlI, a new thallium mineral from an active fumarole at Avacha Volcano, Kamchatka Peninsula, Russia // *American Mineralogist*. – 2017. – Vol. 102. – P. 1736–1746.
- Zelenski M., Bortnikova S. Sublimate speciation at Mutnovsky volcano, Kamchatka. *European Journal of Mineralogy*. – 2005. – Vol. 17(1). – P. 107–118.
- Житова Е.С., Аникин Л.П., Шиловских В.В., Золотарев А.А. Наталиямаликит ТlI и его кубическая полиморфная модификация с вулкана Корякский, Камчатка // *Записки Российского минералогического общества*. – 2025. В печати.

ВИНОГРАДОВИТ: РАСШИРЕНИЕ И ПРЕОБРАЗОВАНИЕ В ОБЛАСТИ ПОВЫШЕННЫХ ТЕМПЕРАТУР

Житова Е.С.¹, Золотарев А.А.², Яковенчук В.Н.³

1 – Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

zhitova_es@mail.ru

2 – Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург

3 – Кольский научный центр РАН, г. Апатиты

Виноградовит $\text{Na}_4\text{Ti}_4(\text{Si}_2\text{O}_6)_2[(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}]\text{O}_4 \cdot (\text{H}_2\text{O},\text{Na},\text{K})_3$ – редкий минерал позднегидротермальной ассоциации щелочных комплексов, впервые описан в Ловозерском массиве (Кольский полуостров) [Семенов и др., 1956], позже обнаружен в массивах Хибинский (Кольский полуостров), Мон-Сент-Илер (Квебек, Канада), Илимауссак (Гренландия, Дания), Инагли (Россия). Виноградовит имеет каркасную кристаллическую структуру [Расцветаева, Андрианов, 1984] основной мотив которой сложен вершиносвязанными кремнекислородными тетраэдрами, октаэдрами TiO_6 и восьмивершинниками натрия и содержит полости, заполненные молекулами воды.

В нашей работе исследовано поведение виноградовита в области повышенных температур (до 900 °C). Термическое поведение минерала необычно и может быть разделено на три этапа: расширение (25–225 °C), сжатие (250–475 °C) и расширение (500–725 °C). Первый этап (25–225 °C) проинтерпретирован нами как термическое расширение виноградовита (с близкими коэффициентами термического расширения). Следующий температурный интервал (250–475 °C) отнесен нами к дегидратации виноградовита, наиболее существенное сокращение элементарной ячейки зафиксировано для параметра элементарной ячейки *c*, параметры *a* и *b* показывают небольшое сокращение; объемный коэффициент отрицательный. Этап (500–725 °C) соответствует расширению обезвоженной (частично или полностью) модификации виноградовита. При температуре выше 750 °C происходит разложение виноградовита на простые оксиды. Исследование показывает существенную роль внекаркасных молекул воды в строение кремний-титан-натриевого каркаса и гибкость каркаса под воздействием температуры, что может быть потенциально подобно изоморфным замещениям.

Исследование выполнено авторами в рамках гос. заданий ИВиС ДВО РАН (FWME-2024-0004), СПбГУ (125021702335-5) и КНЦ РАН (FMEZ-2024-0008) с использованием оборудования ресурсного центра СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования».

Литература:

- Расцветаева Р.К., Андрианов В.И. Уточненная кристаллическая структура виноградовита // *Кристаллография*. – 1984. – Т. 29. – С. 681–686.
- Семенов Е.И., Бонштедт-Куплетская Э.М., Молева В.А., Слудская Н.Н. Виноградовит - новый минерал // *ДАН*. – 1956. – Т. 109. – № 3. – С. 617–620.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ОБОГАЩЕНИЯ КВАРЦЕВОГО СЫРЬЯ

Зарубин В.Ю., Непомнящих А.И., Жабоедов А.П.

Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, Иркутск; dir@igc.irk.ru

Кварцевое сырье является важным материалом для высокотехнологичных отраслей промышленности, таких как производство стекла, керамики, оптических волокон и солнечных элементов. Ключевым параметром, определяющим его стоимость и область применения, выступает содержание диоксида кремния (SiO_2) и концентрация примесных элементов, прежде всего, соединений железа, алюминия и титана. Одним из наиболее эффективных методов глубокого обогащения является флотация. Однако флотационный процесс кварцевой крупки сопряжен с рядом трудностей, обусловленных их близкими физико-химическими свойствами с сопутствующими минералами. В связи с этим, актуальной задачей является оптимизация режимов флотации, подбора и дозировки реагентов-собирателей и депрессоров для достижения максимального извлечения целевого компонента и селективного отделения вредных примесей [Pawliszak, 2024].

Для проведения исследования были выбраны два объекта: кварцевая крупка с фракцией 100-300 мкм из Уренгенурского месторождения, кварцевая крупка с фракцией -100 мкм из месторождения г. Кварцевая.

Для флотации кварцевой крупки использовалась флотационная машина «ФМЛ 3 (240 ФЛ)». Контроль эффективности обогащения кварцевой крупки фиксировался методами РФА и оптической микроскопии.

При проведении флотации кварцевого сырья в камере были замечены крупные примеси, которые не подверглись эффективному разделению. Это указывает на неоднородность исходного материала и возможные проблемы в процессе обогащения. Причины неэффективной флотации – недостаточное измельчение сырья перед флотацией [Larsen, 2015], из-за чего крупные частицы не поддаются разделению рис. 1.

Обратная флотация с использованием флотационной машины «ФМЛ 3 (240 ФЛ)» сильно зависит от фракционного состава флотируемой крупки.

Для повышения эффективности флотации необходимо увеличить массу флотируемой крупки до определённого краевого порога.

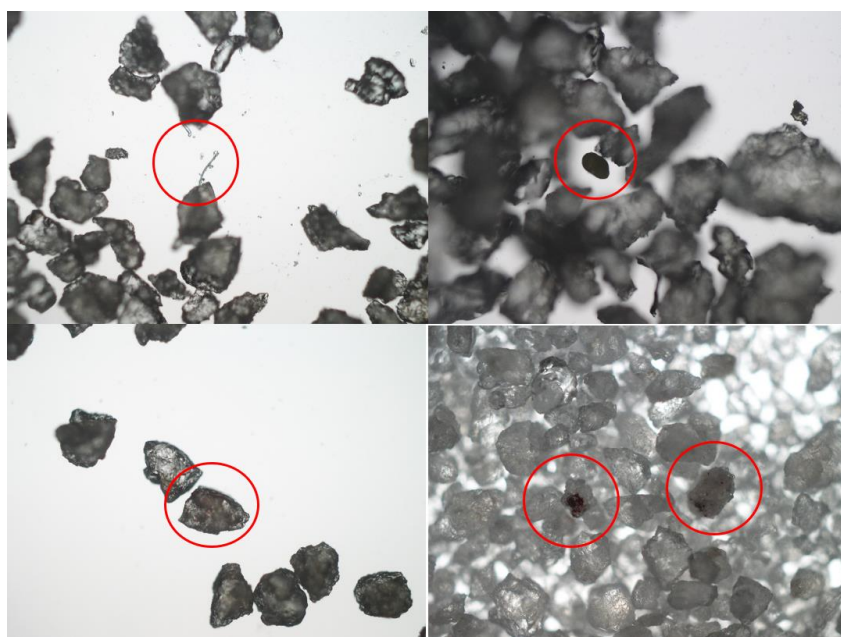


Рисунок 1. Скопление примесей в крупке фракции 100-300 мкм.

Флотация крупки с фракцией -100 мкм показала большую эффективность. Количество примесей после флотации значительно сокращается (Рис. 2).

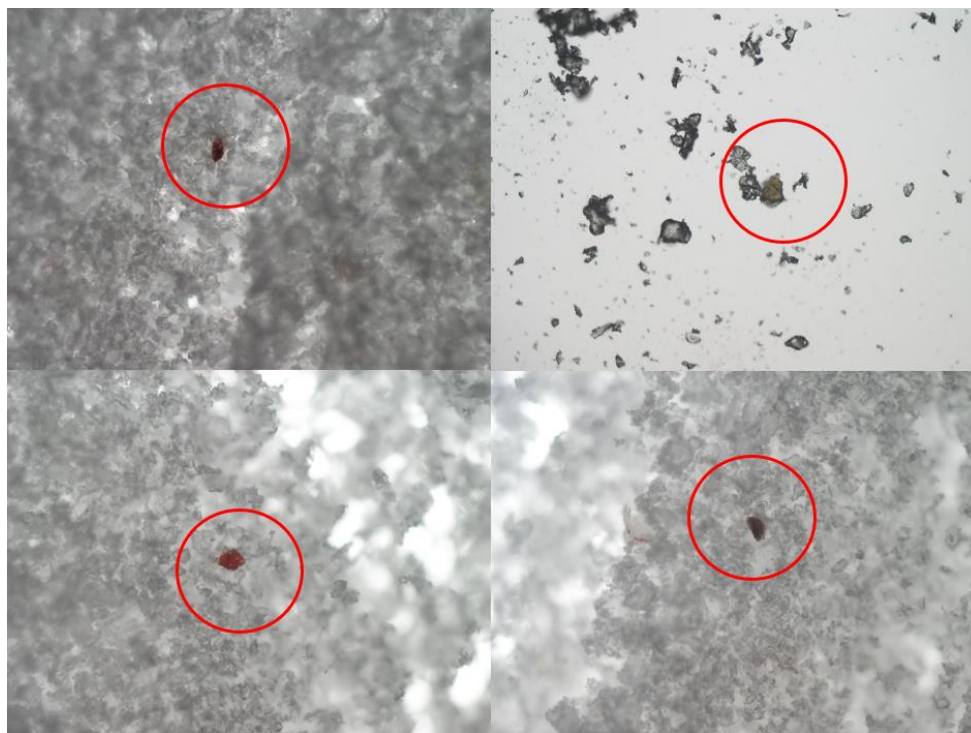


Рисунок 2. Примеси в крупке с фракцией -100 мкм.

Литература:

- E. Larsen Towards a new process for the flotation of quartz / E. Larsen, R.A. Kleiv // Minerals Engineering. - 2015. - V. 83. P. 13–18.
- Piotr Pawliszak Frothers in flotation: A review of performance and function in the context of chemical classification / Piotr Pawliszak, Bronwyn H. Bradshaw-Hajek, William Skinner, David A. Beattie, Marta Krasowska // Minerals. 2024. Engineering V. 207 - art. № 108567

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ГЕОТЕРМОБАРОМЕТРА TITANIQ ДЛЯ ОЦЕНКИ УСЛОВИЙ МЕТАМОРФИЗМА ВЫСОКОЧИСТЫХ КВАРЦИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БУРАЛ- САРДЫК.

Зимин М. Д., Фёдоров А. М., Шендрик Р. Ю.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, город Иркутск; dzimin@igc.irk.ru

В данной работе проведены исследования хемогенных кварцитов Восточного Саяна и кварцевых концентратов из них: изучен химический состав кварца и мусковита, а также флюидные включения и углистое вещество в кварце. На основе содержания структурного титана в кварцевых концентратах с помощью двух калибровок геотермобарометра TitaniQ [Osborne, 2022; Zhang, 2020] и микротермокриометрических измерений флюидных включений оценены максимальные температура и давление образования различных типов кварцитов. Из-за отсутствия рутила и титанита, а также хемогенного происхождения кварцитов использовано минимальное значение коэффициента активности TiO_2 равное 0,1. Это значение корректно только для оценки максимальных условий метаморфизма. Содержание структурного титана в

кварце уточнялось путем определения общего содержания этого элемента в концентратах и отдельно в мусковите, содержащем примесный Ti, с последующим пересчетом по формуле $Ti_{\text{кварц}} = Ti_{\text{общ}} - Ti_{\text{муск(расчетный)}}$, где $Ti_{\text{муск(расчетный)}} = (K_{\text{общ}} \times Ti_{\text{муск}} / K_{\text{муск}})$ и сравнивалось с локальным определением методом лазерной абляции. Условия метаморфизма сливных разновидностей кварцитов оценены не выше 3.8 кбар и 465°C, наиболее высокочистых перекристаллизованных разновидностей (суперкварцитов) оценены в диапазоне 2.9 – 4 кбар и 449 – 502 °C (Рис. 1). Температуры остальных разновидностей были оценены при постоянном давлении в 4 кбар.: мелкозернистые кварциты 442–543°C, жильный гидротермальный кварц 312 – 411°C. Данный метод основан на предположении, что захват флюидных включений происходит одновременно с переуравновешиванием содержания структурного титана в кварце в процессе динамической перекристаллизации. Полученные значения максимальных условий метаморфизма подтверждаются геотермобарометром на основе состава мусковита, признаками динамической перекристаллизации в режиме вращения субзерен (2,5 – 3,5 кбар, 420-530°C) и геотермометром на основе комбинационного рассеяния углеродистого материала ($443 \pm 29^\circ\text{C}$).

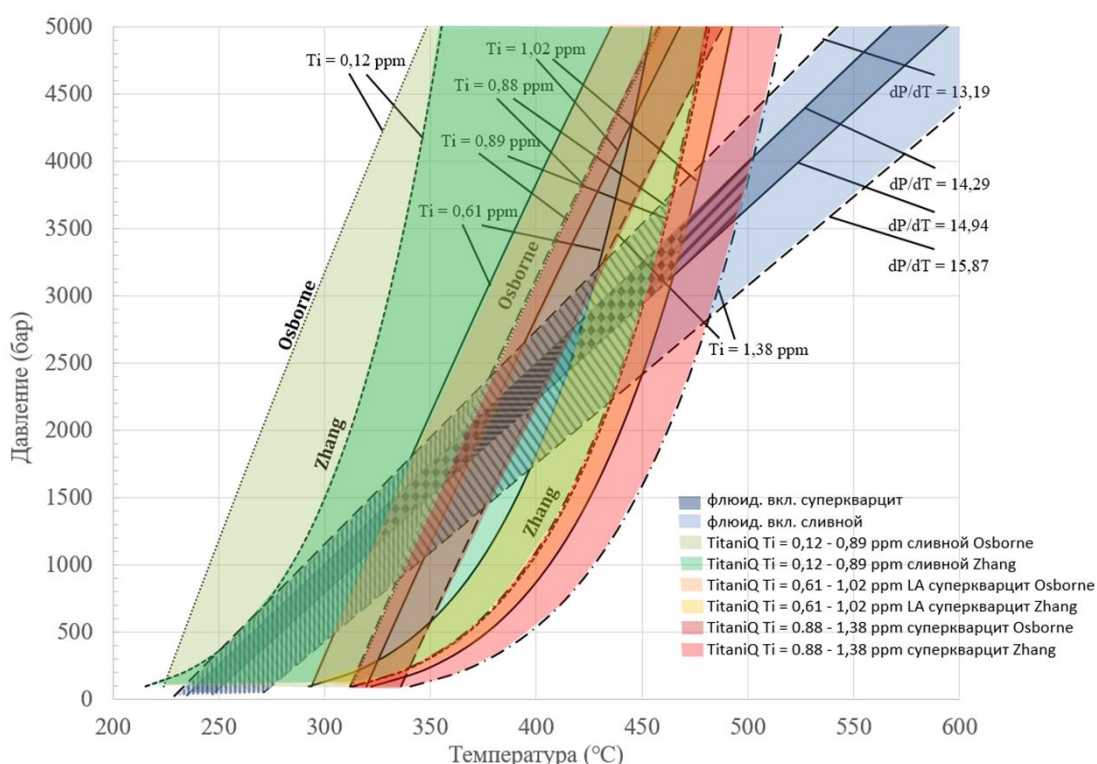


Рис. 1. Графики температуры и давления максимальных условий образования кварцитов в областях пересечения изоплет геотермобарометра TitaniQ $a(Ti)=0,1$ и изохор флюидных включений.

Исследования выполнены на базе Центра коллективного пользования «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН (г. Иркутск) и Центра коллективного пользования «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург) в рамках государственного задания по Проекту № 0284-2021-0004.

Литература:

Osborne Z.R., Thomas J.B., Nachlas W.O., Angel R.J., Hof C.M., Watson E.B. TitaniQ revisited: expanded and improved Ti-in-quartz solubility model for thermobarometry // Contributions to Mineralogy and Petrology. - 2022. - V. 177. - art. № 31.

Zhang C., Li X., Almeev R.R., Horn I., Behrens H., Holtz F. Ti-in-quartz thermobarometry and TiO_2 solubility in rhyolitic melts: New experiments and parametrization // Earth and Planetary Science Letters - 2020. - V. 538. - art. № 116213

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ИЛЬМЕНИТА ИЗ МАНТИЙНЫХ ПЕРИДОТИТОВ СИБИРСКОГО КРАТОНА И ВЗАИМОСВЯЗЬ С КИМБЕРЛИТОВЫМИ РАСПЛАВАМИ

Калашникова Т.В.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск; Kalashnikova@igc.irk.ru

Среди мантийных ксенолитов из кимберлитов Сибирского кратона, представляющих породы литосферной мантии, выделяется ряд парагенезисов, представленных высоко-железистыми и высоко-щелочными ультрабазитами. Количество таких пород из общего количества мантийных ксенолитов составляет до 4-7% (Уханов и др., 1988). Эти породы отличаются присутствием ильменита, а также наличием флогопита (иногда нескольких генераций) и амфибола, представленного паргаситом и рихтеритом. Содержание ильменита в породе составляет от 2-3 до 10-15%, флогопита - от 10 до 50-60%. Генетическая связь данных парагенезисов с кимберлитами и их первичными расплавами остается предметом дискуссий.

В данном исследовании уделено наибольшее внимание ильмениту, являющемуся минералом - спутником алмаза. Морфология кристаллов ильменита, его химический состав и генезис в ультраосновных и основных щелочных породах изучалась рядом исследователей [Гаранин и др., 1984; Афанасьев и др., 2010; Kostrovitsky, 2023 и другие]. По своему химическому составу и генезису ильменит литосферной мантии отличается от ильменитов непосредственно из кимберлитов. В кимберлитах ильменит встречается в виде мегакрист и макрокрист (мономинеральных желваков), а также виде фенокрист в мелкозернистой основной массе. В крупных зернах иногда наблюдается волнистое погасание и «мозаичное» строение, свидетельствующее о влиянии деформационных процессов после кристаллизации. Для ильменитов из кимберлитов характерны повышенные содержания таких элементов-примесей, как Cr, Nb, Zr. В ильменитовых гипербазитах морфология ильменита весьма разнообразна - наблюдаются крупные округлые нодулы - мегакристы, отдельные изоморфные кристаллы (часто в сростании с флогопитом). Также отмечены ильменитовые включения различной формы в пироксене и гранате, сидеронитовые структуры (сростания с силикатами) и прожилковые выделения в мелкозернистой оливиновой матрице. По химическому составу ильмениты из литосферной мантии отличаются более высоким содержанием MgO и широкими вариациями составов, что свидетельствует о широких изменениях условий их кристаллизации в условиях литосферной мантии.

Была изучена коллекция ильменитов из кимберлитовых трубок Обнаженная и Удачная. В ильменитах из мантийных ксенолитов были получены концентрации редких элементов методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) на микроанализаторе Cameca IMS 4f Ion probe в Центре коллективного пользования научным оборудованием «Диагностика микро- и наноструктур» (ЦКП ДМНС, Ярославский филиал Физико-технического института РАН, г. Ярославль; аналитик Симакин С.Г.).

Ильменит имеет различную морфологию. В трубке Обнаженная он представлен в пироксенитах в виде мелких округлых и удлинённых (размером до 20-50 мкм) включений в гранате и клинопироксене, игл и пластинок (ламелл) (толщиной до 20-40 мкм), подчиняющихся кристаллографической ориентировке минерала-хозяина. Предположительно, они являются структурами распада. Для ламелл наблюдается широкий разброс значений - от 39.7 до 57.6 мас. % TiO_2 и 4.2-12.5 мас. % MgO. При этом часть составов ламелл ильменита из ксенолитов близки к составам поздних мелкозернистых ильменитов основной массы кимберлитов [Pokhilenko, 2009; Kostrovitsky, 2022]. Также полученные данные близки литературным составам для ламелл из гранатов трубки Мир [Roden et al., 2006; Alifirova et al., 2012].

В трубке Удачная описаны породы полимиктовых перидотитов в цементе Phl-Ilm состава с аксессуарными рутилом и цирконом, которые были названы полимиктовыми брекчиями. Ильменит в них образует относительно крупные (0.3 – 2 мм) изометричные зерна с тонкими удлинениями, вытянутыми параллельно полосчатости, линзовидные порфирокласты с признаками мозаичной полигональности, что указывает на начальную стадию деформации породы. Химический состав ильменита отличается узкими вариациями состава (48.8-50.5 мас.% TiO_2) и близок составу ильменитов мантийного происхождения [Pokhilenko, 2009]. Предполагается, что Phl-Ilm и Ilm - парагенезисы кристаллизовались в равновесии с остаточными астеносферными расплавами, оставшимися после кристаллизации большей части мегакристов низкохромистой ассоциации и формирования деформированных гранатовых перидотитов, и имеют кумулятивное происхождение. Остаточные магматические жидкости обогащаются калием, титаном, железом и летучими. При этом возраст деформации флогопита совпадает с возрастом прорыва кимберлитового тела - 367.1 ± 1.4 млн. лет [Соловьева и др., 2019]. Таким образом, происхождение данных пород можно связать с внедрением кимберлитовых расплавов.

Кроме того, в трубке Обнажённая отмечены крупные (до 100-200 мкм) округлые включения ильменита в гранате и пироксене, сростания ильменита с гранатом - подобные образцы не были обнаружены в нашей коллекции ксенолитов из центральных частей кратона. Также ильменит образует отдельные изоморфные кристаллы (часто в сростании с изоморфными пластинками флогопита). Округлые включения из трубки Обнажённая отличаются узкими вариациями составов - 49.9-52.5 мас.% TiO_2 и близки к составам мантийных, астеносферных ильменитов (Pokhilenko, 2009). Предположительно они образуются в результате воздействия щелочных базальтовых расплавов, обогащенных железом и титаном (FeO - до 12-15 мас. %; TiO_2 - до 5-9 мас.%). Формирование нескольких генераций ильменита и флогопита, зональность ассоциирующих минералов предполагает, что воздействие таких расплав-флюидов было неоднократным.

На Рисунке. 1. приведено содержание редких элементов в ильменитах. Были изучены преимущественно крупные полигональные ильмениты из трубок Обнажённая и Удачная. Ильмениты демонстрируют идентичные для обеих трубок формы кривых распределения редких элементов с максимумами по Nb-Ta и Zr-Hf (элементов группы HFSE). Таким образом, можно отметить общие признаки кристаллизации из расплавов (предположительно единого астеносферного происхождения), форма спектра не зависит от степени деформации зерна ильменита. При этом форма спектров совпадает с формой спектров для ильменитовых мегакрист из кимберлитов. Также был проанализирован химический состав двух наиболее крупных ламелл ильменита из мегакристаллов ксенолитов трубок Обнажённая. Такие ламеллы незначительно отличаются по составу от крупных кристаллов ильменита, но в них заметно влияние диффузии элементов из минерала - хозяина.

Таким образом, ильменит из кимберлитовых ксенолитов центральной части Сибирского кратона встречается в полимиктовых брекчиях и структурах распада в других минералах и имеет преимущественно кумулятивное происхождение. Ильменит из мантийных ксенолитов трубки Обнажённая имеет различную морфологию, что позволяет выделить несколько генераций и свидетельствует о многостадийной истории формирования и гетерогенной литосферной мантии под менее глубокой северо-восточной окраиной Сибирского кратона.

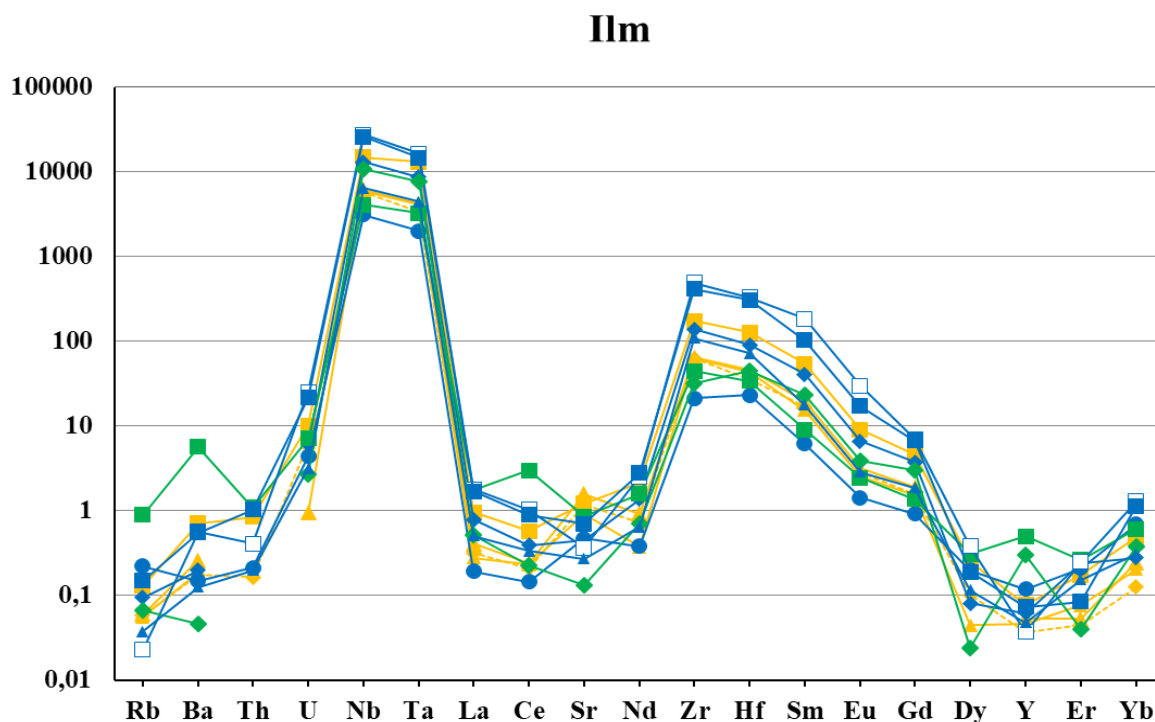


Рисунок 1. Содержание несовместимых редких элементов в ильмените из ксенолитов, нормированное к хондриту C1 (McDonough, Sun, 1995).

Синие линии – Phl-Ilm гипербазиты из трубки Обнаженная;

Желтые линии – образец Ol-Phl-Ilm породы из трубки Удачная с признаками кумулатного происхождения и деформации;

Зеленые линии – Ilm из ламелл.

Исследование выполнено за счет гранта РНФ (проект № 22-77- 10073).

Литература:

- Alifirova T.A., Pokhilenko L.N., Ovchinnikov Y.I., Donnelly C.L., Riches A.J.V., Taylor L.A. Petrologic origin of exsolution textures in mantle minerals: Evidence in pyroxenitic xenoliths from Yakutia kimberlites// International Geology Review. - 2012. - V.54. - № 9. - P. 1071-1092.
- Kostrovitsky S.I. Mg-Ilmenite from Kimberlites, Its Origin. Chapter in: Book «Mineralogy»// Edited by Miloš René - Publisher: Czech Academy of Sciences, 2022. - P. 145-164.
- Pokhilenko N.P. Polymict breccia xenoliths: evidence for the complex character of kimberlite formation// Lithos. - 2009. - V.112. - P. 934–941.
- Roden M.F., Patiño-Douce A.E., Jagoutz E., Laz'ko E.E. High pressure petrogenesis of Mg-rich garnet pyroxenites from Mir kimberlite, Russia// Lithos. - 2006. - V. 90. - №1-2. - P. 77-91.
- Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. Поисковая минералогия алмаза. - Новосибирск: Академическое издательство «Гео». 2010. - 650 с.
- Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Сошкина Л.Т. Ильменит из кимберлитов – М.: Издательство МГУ. 1984. – 240 с.
- Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Харьков А.Д., Чистякова В.Ф. Минералогия ильменитовых гипербазитов из кимберлитовой трубки Обнаженная // Известия АН СССР. Сер. геол. - 1985 - №5. - С.85-101.
- Похиленко Л.Н., Похиленко Н.П., Афанасьев В.П. Ксенолиты полимиктовых брекчий из кимберлитов Якутской алмазоносной провинции// Геодинамика и тектонофизика. - 2022. - Т. 13 - №4 - №0660
- Соловьева Л.В., Костровицкий С.И., Калашникова Т.В., Иванов А.В. Природа флогопит-ильменитовых и ильменитовых парагенезисов в мантийных ксенолитах из трубки Удачная// Доклады Академии наук. - 2019. - Т. 486. - № 2. - С. 223-227.
- Уханов А.В., Рябчиков И.Д., Харьков А.Д. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. – М.: Наука. 1988 – 286 с.

130 ЛЕТ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ А.П. ВИНОГРАДОВА: НАУЧНОЕ НАСЛЕДИЕ

Канева Е.В.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск;

E-mail - kaneva@igc.irk.ru

В 2025 году исполняется 130 лет со дня рождения выдающегося советского геохимика Александра Павловича Виноградова (1895-1975), чьи фундаментальные работы в области аналитической химии, теоретической геохимии и космохимии оказали определяющее влияние на развитие наук о Земле и космосе. Особую актуальность наследие Виноградова сохраняет в контексте современных исследований глубинных процессов Земли, эволюции планет и поиска полезных ископаемых.

А.П. Виноградов внес значительный вклад в развитие прецизионных методов химического анализа [Виноградова, 2001]. Разработанная им система точного определения микроэлементов в горных породах с контролем чистоты реактивов и стандартизацией условий, стала эталоном в аналитической геохимии. Его подходы к изучению распределения редких элементов углубили понимание процессов дифференциации земного вещества и остаются актуальными при исследовании мантийных ксенолитов и метеоритного вещества.

Особенно важен вклад А.П. Виноградова в становление космохимии как научной дисциплины. Руководимый им анализ образцов лунного грунта, доставленных станцией "Луна-16" в 1970 году [Виноградов, 1974], стал эталоном междисциплинарного исследования. Установленный дефицит летучих элементов в лунном реголите и сходство изотопных соотношений кислорода на Луне и Земле имели фундаментальное значение для планетологии. Эти данные остаются ключевыми в дискуссиях о происхождении Луны.

Теоретические работы Виноградова [Виноградов, 2020] по химической дифференциации Земли сохраняют свою актуальность в контексте современных геодинамических исследований. Модель зонного плавления коры и геохимические индикаторы глубинных процессов применяются в исследованиях мантийного магматизма, и анализе сейсмических данных. Разработанные им биогеохимические подходы, продолжающие идеи В.И. Вернадского, используются при изучении древней биосферы.

Научная школа А.П. Виноградова продолжает развиваться в стенах носящего его имя Института геохимии СО РАН и других научных центрах. Разработанные им методологические принципы и теории взаимосвязи геохимических процессов в разных геосферах приобретают значимость для решения современных задач, связанных с освоением Арктики и разработкой глубинных месторождений. Спустя полвека в условиях современных вызовов комплексный подход А.П. Виноградова остаётся востребованной методологической основой.

Литература:

Виноградов А.П. Лунный грунт из Моря Изобилия / М.: Наука. – 1974 – 624 с.

Виноградов А.П. Полное собрание трудов в 18 т. / А.П. Виноградов; под ред. академика Ю.А. Костицына; Ин-т геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского. – 2020.

Виноградова Л.Д. А.П. Виноградов – организатор исследований по аналитической химии в СССР. К 75-летию «Журнала аналитической химии» // ЖАХ. – 2001 – Т.76. – No 8. – с. 758-765.

SR ИЗОСКЕЙПЫ В ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ И АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Киселева Д.В.^{1*}, Шагалов Е.С.^{1,2}, Окунева Т.Г.¹, Солошенко Н.Г.¹, Рыбакова А.Д.¹,
Панкрушина Е.А.¹, Рянская А.Д.¹

*1 - Институт геологии и геохимии им. академика Заварицкого УрО РАН,
г. Екатеринбург; E-mail - podarenka@mail.ru*

2 - Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

Радиогенные изотопные отношения стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ широко используются для выявления источников стронция и исследования его поведения в (био)геохимических циклах. Так, изотопы стронция являются надежным инструментом идентификации взаимодействий водных бассейнов и водоносных горизонтов в различных гидрологических системах (поверхностные, подземные воды) [Frost, Toner, 2004; Shand et al., 2009; Lee et al., 2011; Loges et al., 2012]. В экологических исследованиях изотопы стронция маркируют антропогенный вклад от минеральных удобрений, рудничных, промышленных сточных и муниципальных канализационных вод, а также жидкостей гидроразрыва [Zieliński et al., 2018]. Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ позволяют подтверждать происхождение или выявлять контрафактную продукцию растительного и животного происхождения.

Показано [Ericson, 1985], что изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, характерное для конкретного региона проживания, остается неизменным при поступлении из подстилающих пород через почву и пищевую цепочку в твердые ткани (зубы и кости) человека и животных. Для индивидов, употреблявших местную пищу и воду, изотопные отношения Sr в зубах и костях будут отражать особенности региона, где они проживали во время формирования скелетных тканей. Поскольку эмаль формируется, в основном, в детстве и практически не подвергается перестройке после минерализации, изотопные отношения Sr в ней характеризуют место проживания индивида в детстве (при условии, что употреблялись в пищу местные продукты), а дентин и кость постоянно обновляются и встраивают Sr, характеризуя, таким образом, место проживания в течение последних нескольких десятилетий (опять же, при условии потребления местной пищи) [Price et al., 2002].

Для оценки мобильности древних популяций и идентификации неместных индивидов требуется проводить сравнение полученных в них изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с так называемой локальной меткой биодоступного стронция, характерной для каждого конкретного местонахождения. При этом для получения корректных выводов о происхождении объектов сравнение археологических образцов следует проводить с пробами, содержащими биодоступный стронций, то есть прошедший цикл не только гидрохимических преобразований и выветривания, но и биопурификации в живых организмах (растениях, животных). В качестве таких фоновых образцов используется целый ряд материалов – зубная эмаль ископаемых и современных животных, речная вода, почва, растительность, раковины моллюсков. Итогом исследования таких материалов является построение референтных карт распределения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, или изоскейп (isoscapes, iso – isotope, scape – landscape), представляющих собой линии/области с известными изотопными отношениями биодоступного стронция на различных территориях.

В ходе выполнения проектов РФФИ и РНФ в течение 2020-2025 гг. коллективом авторов на территории различных регионов России (Свердловская, Челябинская, Курганская, Тюменская, Оренбургская, Ростовская области, Краснодарский, Ставропольский края, республики Крым, Адыгея, Карачаево-Черкесия, Кабардино-Балкария) собрана обширная коллекция образцов, характеризующих биодоступный стронций (прокси) – растительности, почвы, поверхностной и подземной воды, а также костных и зубных остатков современной фауны, раковин моллюсков.

Анализ изотопного состава стронция проведен в блоке чистых помещений (классы 6 и 7 ИСО, ИГГ УрО РАН, ЦКП «Геоаналитик», г. Екатеринбург). В отфильтрованных образцах воды проводили определение содержания стронция методом квадрупольной масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на масс-спектрометре NexION 300S. Исходя из полученных содержаний стронция рассчитывали коэффициенты упаривания для проведения хроматографического выделения стронция из проб воды на смоле SR (Triskem).

Измерения изотопного состава стронция проводили на магнито-секторном мультиколлекторном масс-спектрометре с двойной фокусировкой с индуктивно связанной плазмой (МК-ИСП-МС) Neptune Plus. Для коррекции масс-дискриминации в МК-ИСП-МС использовали комбинацию бреккетинга и нормализации по экспоненциальному закону. Результаты дополнительно корректировались методом бреккетинга с использованием изотопного стандарта карбоната стронция NIST SRM 987. Бланк по стронцию составил 0.4 нг, что является пренебрежимо малой величиной для оказания значимого влияния на результаты изотопного анализа при среднем содержании стронция в пробе 0.6 мкг.

По результатам построены карты распределений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ на территориях исследованных регионов России. Для интерполяции первичной карты вариаций изотопов стронция использован метод кригинга (кригинг с неизвестным средним) с линейной вариограммой.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-18-00593-П, <https://rscf.ru/project/22-18-00593/>.

Литература:

- Ericson J. E. Strontium isotope characterization in the study of prehistoric human ecology // Journal of Human Evolution. – 1985 – No.14. – p. 503–514.
- Frost C.D., Toner R.N. Strontium Isotopic Identification of Water-Rock Interaction and Ground Water Mixing // Ground water. – 2004 - V.42. – No.3. – p. 418–432.
- Lee S.-Gu, Kim T.-K., Lee T.J. Strontium isotope geochemistry and its geochemical implication from hot spring waters in South Korea // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2011 - V.208. – p. 12–22.
- Loges A., Wagner T., Kimbauer T., Göb S., Bau M., Berner Z., Markl G. Source and origin of active and fossil thermal spring systems, northern Upper Rhine Graben, Germany // Applied Geochemistry. – 2012 – V.27. p. 1153–1169.
- Price T.D., Burton J.H., Bentley R.A. The characterization of biologically available strontium isotope ratios for the study of prehistoric migration // Archaeometry. – 2002 – No.44. – p.117–35.
- Shand P., Darbyshire D.P.F., Love A.J. & Edmunds W.M. Sr isotopes in natural waters: Applications to source characterisation and water-rock interaction in contrasting landscapes // Applied Geochemistry. – 2009 – V.24. – No.4. – p. 574–586.
- Zieliński M., Dopieralska J., Belka Z., Walczak A., Siepak M., Jakubowicz M. Strontium isotope identification of water mixing and recharge sources in a river system (Oder River, central Europe): A quantitative approach // Hydrological Processes. – 2018. – V.32. – p. 2597–2611.

СОЕДИНЕНИЯ ГРУППЫ АВЕРЬЕВИТА $(\text{MX})\text{Cu}_5\text{O}_2(\text{VO}_4)_2$ ($\text{M} = \text{Cs}, \text{Rb}, \text{K}; \text{X} = \text{I}, \text{Br}$): СТРУКТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И СТРУКТУРНЫЕ ФАЗОВЫЕ ПЕРЕХОДЫ

Корняков И.В.^{1,2}, Кривовичев С.В.^{1,2}

1 - Центр наноматериаловедения, Кольский научный центр Российской академии наук,
г. Апатиты, 2 - Кафедра кристаллографии, Институт наук о Земле,
Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург;
ikornyakov@mail.ru

В современной физике твёрдого тела геометрическая фрустрация рассматривается как фактор, способствующий формированию состояний квантовой спиновой жидкости (QSL) [Balents, 2010]. Одним из примеров, иллюстрирующих важность кристаллохимического

подхода в данной области, является минерал гербертсмитит, $\text{ZnCu}_3(\text{OH})_6\text{Cl}_2$ [Shores et al., 2005]. Его структура основана на кагоме-решётке и близка к структуре аверьевита, $(\text{MCl})\text{Cu}_5\text{O}_2(\text{VO}_4)_2$ ($\text{M} = \text{Cu}^+$, Cs , Rb , K), открытого в 1997 году [Starova et al., 1997]. В последнем случае решётка кагоме формируется ионами Cu^{2+} , и дополнена треугольными слоями катионов Cu^{2+} в координации тригональной бипирамиды.

В рамках данной работы синтезированы пять новых членов семейства аверьевита $(\text{MX})\text{Cu}_5\text{O}_2(\text{VO}_4)_2$ с $\text{MX} = \text{CsBr}$, **CsI**, **RbBr**, **RbI**, и **KI**. С помощью низкотемпературных рентгенодифракционных исследований в диапазоне 100–400 К были обнаружены структурно-фазовые переходы из неполярной $P\bar{3}m1$ пространственной группы в полярную $P31m$.

При комнатной температуре структуры **CsBr** и **CsI** соответствуют структуре архетипа (ПГ $P\bar{3}m1$ $a_0 = b_0 \approx 6.4$ Å и $c_0 \approx 8.4$ Å) [Кривовичев и др., 2015]. Примечательно, что ранее сообщалось о наличии у фазы **CsBr** четырежды увеличенной элементарной ячейки ($a = b \approx 2a_0$, $c = c_0$) [Guchhait et al., 2024]. Однако в рамках нашего исследования отражения с векторами $Q = (\frac{1}{2} + h, \frac{1}{2} + k, l)$ обнаружены не были. С понижением температуры, начинают появляться иные сверхрешеточные отражения с векторами $Q = (\frac{1}{3} + h, \frac{1}{3} + k, l)$ и $Q = (\frac{2}{3} + h, \frac{2}{3} + k, l)$, что указывает на структурный фазовый переход в структурный тип с параметрами элементарной ячейки (ПЭЯ) $a = b \approx \sqrt{3}a_0$ и $c = c_0$. Этот переход происходит в температурных интервалах 120–140 К и 124–130 К для фаз **CsBr** и **CsI** соответственно.

Отметим, что структуру с такими параметрами элементарной ячейки описала В. Куин в своей диссертационной работе для фазы $(\text{RbCl})\text{Cu}_5\text{O}_2(\text{VO}_4)_2$, которая была решена и уточнена в пространственной группе $P31m$ [Queen, 2009]. Однако, автор отдельно отмечал, что полученная модель вызывает сомнения и содержит ряд проблем. Хотя наши данные подтверждают первоначальный выбор симметрии, это не единственный возможный вариант решения структуры. Можно решить в группе $P\bar{3}1m$, однако данная модель страдает от многочисленных проблем: высоких пиков остаточной электронной плотности, завышенные отношения U_3/U_1 в тензоре $\langle U_{ij} \rangle$, а также относительно высокие значения параметров сходимости ($R_1 > 7\%$ и $wR_2 > 17\%$). В свою очередь, решение в пространственной группе $P31m$ дает хорошие результаты и параметры уточнения.

Три других изученных соединения (**RbBr**, **RbI** и **KI**) демонстрируют присутствие аналогичных сверхрешеточных отражений даже при комнатной температуре. Температурно-зависимые дифракционные эксперименты показали признаки структурного перехода лишь для соединения **RbI** в температурном диапазоне 376–378 К. Впрочем, точная температура перехода остаётся неопределённой, поскольку сверхрешеточные отражения наблюдаются и при 380 К, однако интенсивность этих отражений слишком низкая для полноценной обработки данных.

Кристаллическая структура архетипа семейства аверьевита основана на каркасе $[\text{Cu}_5\text{O}_2(\text{TO}_4)_2]^0$ (где $\text{T} = \text{V}$, P). Основным структурным элементом каркаса служит решётка кагоме, образованная катионами Cu^{2+} , каждый из которых координирован четырьмя атомами кислорода в квадратно-планарной геометрии. Эта решётка кагоме «зажата» между двумя треугольными слоями катионов Cu^{2+} , находящихся в тригонально-бипирамидальной координации и имеющих общие рёбра с квадратными плоскостями CuO_4 (Рис. 1а). Такой структурный мотив соответствует (111) слою пирохлора, образованному тетраэдрами OSi_4 (Рис. 1б). Через каркас проходят каналы, заполненные чередующимися галогенид-анионами и щелочными катионами (Рис. 1в). Этот каркас остаётся стабильным в широком температурном диапазоне, однако связь $\text{Cu1}-\text{O2}$ укорачивается при охлаждении.

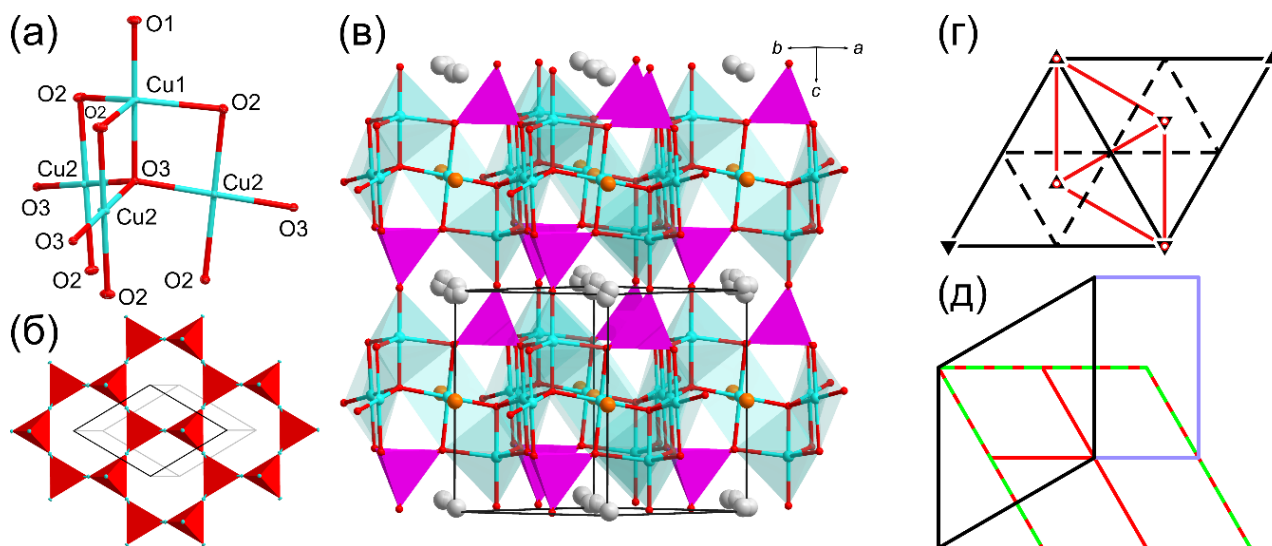


Рис. 1. (а) Координационные геометрии меди в структуре архетипа; (б) (111) пирохлоровый слой OSu_4 тетраэдров; (в) кристаллическая структура аверьевита в боковой проекции; (г) соотношение пространственных групп $P\bar{3}m1$ (красным) и $P31m$ (черным) полиморфов аверьевита; (д) соотношения базисов элементарных ячеек всех известных полиморфов аверьевита. Легенда для (а,б,в): О = красный; Cu = бирюзовый; V = пурпурный; M = серый; X = оранжевый. Легенда для (д): красный = ячейки $P\bar{3}m1$ и $P321$; синий = ячейка $C2/c$; зеленый = ячейка $P\bar{3}$; черный = ячейка $P31m$. Элементы симметрии на (г) принадлежат исключительно группе $P31m$, красным обозначены только элементы симметрии, наследованные от группы $P\bar{3}m1$.

Несмотря на отсутствие видимых изменений в структурах непосредственно после структурно-фазового перехода, длины связей показывают значительное расщепление наблюдаемых значений. Показательным примером является структура фазы **RbI**. В этом случае все длины связей, в связи с увеличением числа симметрически неэквивалентных позиций, расщепляются на два основных множества. Это выраженное расщепление сохраняется до температур 250–300 К, после чего большинство длин связей вновь сходятся в один диапазон. Единственным исключением являются связи Cu1–O2, половина из которых демонстрирует сильное удлинение, а другая половина – укорачивание связей.

Несмотря на качественные экспериментальные данные, результаты анализа по-прежнему вызывают вопросы. Действительно, графики кумулятивного распределения интенсивностей указывают на наличие выраженной некристаллографической симметрии. Изучение полученных структурных моделей показало наличие некристаллографических элементов симметрии:

- (i) трансляции $\vec{T}_1 = (1/3, 2/3, 0)$ и $\vec{T}_2 = (2/3, 1/3, 0)$;
- (ii) центр инверсии $\bar{1}$ с координатами $(0, 0, 1/2)$;
- (iii) центры инверсии $\bar{1}$ с координатами $(1/6, 1/3, 1/2)$ и $(1/3, 1/6, 1/2)$.

Все перечисленные элементы симметрии присутствуют в структурах **CsBr** и **RbBr**, тогда как в структурах **CsI**, **RbI** и **KI** наблюдаются лишь некоторые из них. Данные некристаллографические элементы симметрии принадлежат исходному структурному типу $P\bar{3}m1$, и являются наследственными (Рис. 1г).

На основе изученных в данной работе ванадатных представителей семейства аверьевита можно сделать вывод, что основной движущей силой структурных переходов является взаимодействие между заполнением каналов и геометрией координации CuO_5 . Предположительно, изменение координационной геометрии CuO_5 обусловлено механизмом псевдовращения Берри: катионы Cu^{2+} в пятикоординированном окружении стабилизируют

пирамидальную геометрию типа [4+1], в то время как тригонально-бипирамидальная геометрия является менее благоприятной [Reinen, Atanasov, 1989]. Подобный механизм деформации наблюдается и при переходе от тригональной к моноклинной фазе [Kornyakov et al., 2021].

Таким образом, изученные соединения типа авериевита демонстрируют новый тип структурного перехода в пределах этого семейства. На данный момент это уже пятый известный структурный тип, характерный для семейства аверьевита (Рис. 1д).

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда №24-77-00013.

Литература:

- Кривовичев, С.В., Филатов С.К., Вергасова, Л.П. Уточнение кристаллической структуры аверьевита $\text{Cu}_5\text{O}_2(\text{VO}_4)_2 \cdot n\text{MCl}_x$ ($M = \text{Cu}, \text{Cs}, \text{Rb}, \text{K}$) // Записки Российского Минералогического Общества. – 2015 – Т. 144. – No4. с. 101-109.
- Balents, L. Spin liquids in frustrated magnets // Nature. – 2010. – Vol. 464. – p. 199-208.
- Guchhait, S., Ambika, D. V., Mohanty, S., Furukawa, Y., Nath, R. Magnetic properties of the frustrated spin- capped-kagome antiferromagnet // Physical Review B. – 2024 – Vol. 110. – p. 174447.
- Kornyakov, I.V., Vladimirova, V.A., Siidra, O.I., Krivovichev, S.V. Expanding the Averievite Family, $(MX)\text{Cu}_5\text{O}_2(T^{5+}\text{O}_4)_2$ ($T^{5+} = \text{P}, \text{V}$; $M = \text{K}, \text{Rb}, \text{Cs}, \text{Cu}$; $X = \text{Cl}, \text{Br}$): Synthesis and Single-Crystal X-ray Diffraction Study // Molecules. – 2021 – Vol. 26. – p. 1833.
- Queen, W.L. Synthesis and characterization of magnetic solids containing periodic arrays of transition metal oxide nanostructures // Graduate School of Clemson University. – 2009 – PhD thesis.
- Reinen, D., Atanasov, M. Fluxionality and stereochemistry of 5-coordinate Cu^{2+} complexes. The potential energy surface and spectroscopic implications // Chemical Physics. – 1989 – Vol. 136. – No1 – p. 27-46.
- Shores, M.P., Nytko, E.A., Bartlett, B. M., Nocera, D. G. A Structurally Perfect $S = 1/2$ Kagomé Antiferromagnet // Journal of American Chemical Society. – 2005 – Vol. 127. p. 13462-13463.
- Starova, G.L., Krivovichev, S.V., Fundamensky, V.S., Filatov, S.K. The crystal structure of averievite, $\text{Cu}_5\text{O}_2(\text{VO}_4)_2 \cdot nMX$: comparison with related compounds // Mineralogical Magazine. – 1997 – Vol. 61. – p. 441-446.

ГРЯЗЕВУЛКАНИЧЕСКАЯ СИСТЕМА С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ МИНЕРАЛОГИИ

Кох С.Н.¹, Сокол Э.В.¹

*1 - Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск;
zateeva@igm.nsc.ru*

Грязевый вулканизм – это глобальное геологическое явление, характерное для кайнозойских осадочных бассейнов подвижных поясов Земли, где мощности глинистых осадков превышают 3–4 км [Korff, 2002]. В настоящее время большинство работ, посвященных изучению грязевулканических систем, сфокусировано на геологических, геофизических и геохимических аспектах этого явления. Однако представления об их минералогическом разнообразии и минералогической продуктивности до последнего времени оставались на уровне 1970–1980-х лет. Основной объем информации о минеральном составе грязевулканических выбросов был получен в 1930–1980 годы в СССР в связи с решением прикладных задач поиска и разработки углеводородных аккумуляций [Губкин, Федоров, 1938; Авдусин, 1948; Якубов и др., 1980; Шнюков и др., 1971, 1986; Рахманов, 1987]. Чаще всего внимание уделялось анализу минералов тяжелой фракции; значительно реже объектами исследований становились сосредоточенные в осадках сульфиды и карбонаты, еще реже –

высолы, кристаллизующиеся из минерализованных вод, и продукты обжига глинистых выбросов, возникающие в ходе «огненных извержений».

В данной работе на примере объектов Керченско-Таманской провинции охарактеризован минералообразующий потенциал грязевого вулканизма. Для этого был получен массив минералого-геохимических данных, характеризующих различные группы продуктов грязевого вулканизма – глинистые выбросы, высолы и пирогенные породы. Выделено несколько генетических групп минеральных ассоциаций, каждая из которых обладает уникальным комплексом характеристик и может быть использована как специфический маркер определенного геологического/минералообразующего процесса и/или источника вещества.

Материал выбросов грязевых вулканов (так называемая сопочная брекчия) представляет собой специфичный тип газо- и водонасыщенных дезинтегрированных осадков, перемещенных на дневную поверхность с глубин, достигающих 3.5 км. Сопочные покровы керченских грязевых вулканов практически целиком состоят из диагенетически преобразованного материала каолинит-сметтит-гидрослюдистых осадков майкопской серии. В выделенной из них шлиховой фракции преобладают терригенные метаморфические минералы с признаками дальнего переноса, типичные для майкопских толщ Северного Причерноморья. Ассоциации сульфидов Fe, Zn, Cu, Hg, Ag и сложных Ca–Mg–Fe–Mn карбонатов обладают комплексом особенностей, позволяющих отнести их к продуктам диагенеза глинистого осадка застойного среднемайкопского морского бассейна. Для выбросов малых грязевых вулканов, а также для более молодых осадков региона (верхнемайкопских, чокрак-караганских и киммерийских) характерна шлиховая ассоциация с преобладанием Fe^{3+} - (окси)гидроксидов [Sokol et al., 2018, 2019; Kokh et al., 2021a,b]. Таким образом, в отношении глинистой компоненты грязевулканических выбросов и сосредоточенных в ней минералов шлиховой фракции грязевые вулканы выступают как транспортеры вещества из глубин осадочного разреза на дневную поверхность.

На грязевых вулканах испарение минерализованных вод $\text{HCO}_3\text{--Cl/Na}$ и $\text{Cl--HCO}_3\text{/Na}$ типов, часто обогащенных бором (до 1640 мг/л), приводит к массовой кристаллизации солей вдоль пересыхающих потоков и водоемов, а также в приповерхностном слое грунта. Среди солей, кристаллизующихся на испарительном барьере, преобладает галит. Карбонаты по количеству и частоте встречаемости образуют следующий ряд: кальцит \gg трона ($\text{Na}_3(\text{HCO}_3)(\text{CO}_3) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) $>$ нортупит ($\text{Na}_3\text{Mg}(\text{CO}_3)_2\text{Cl}$) \gg пирсонит ($\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) и гайлюссит ($\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$). Из числа сульфатов в значимых количествах в высолах встречается только тенардит (Na_2SO_4), тогда как водные сульфаты Mg, Mg–Na и Na–Ca (эпсомит, гексагедрит, сандерит, блёдит, эгстерит) – крайне редки. Всего в составе высолов было диагностировано 18 минералов, относящихся к классам хлоридов, карбонатов, сульфатов, боратов и полианионных соединений. Наиболее разнообразны карбонаты и сульфаты, в большинстве своем водосодержащие. Тип грязевулканических вод определил однообразие катионного состава солей (Na, Na–Ca и Ca). Водосодержащие бораты Na- и Na–Ca способны формировать значительные скопления. Их образование контролирует тот же комплекс физико-химических и ландшафтно-климатических факторов, что и в случае месторождений боратов вулканогенно-осадочного типа: pH вод = 8.5–9.5, содержание в них бора > 400 ppm; наличие бессточных котловин и водоупорного слоя глин; высокая степень инсоляции и испарения [Sokol et al., 2019].

С углекислыми источниками, локализованными в пределах грязевулканических полей Керченского полуострова, связан неизвестный ранее генетический тип травертинов. Травертины отлагаются из вод $\text{Cl--HCO}_3\text{/Na--Ca}$ и $\text{HCO}_3\text{--Cl/Na--Ca}$ типов (18–23 °C, pH = 7.7–8.0, минерализация 13.2–35.7 г/л). Они преимущественно состоят из кальцита, формируют разновозрастные слоистые покровы, поверхность которых инкрустируют галит, тинкалконит, трона, тенардит, нортупит и гейлюссит. Кальцит травертинов наследует изотопный состав кислорода ($\delta^{18}\text{O} = +8.1...+12.9$ ‰ VPDB) от грязевулканических вод, где доля изотопно-тяжелой дегидратационной H_2O достигает 50–70 % [Sokol et al., 2019]. Одновременно кальцит

травертинов отличает и аномально тяжелый изотопный состав углерода ($\delta^{13}\text{C} = +8.1 \dots +17.5$ ‰ VPDB). Эти уникальные изотопные «метки» CaCO_3 позволяют распознавать травертины, генетически связанные с процессами диагенеза биопродуктивных глинистых осадков, биodeградации сложного органического вещества, продукции изотопно-тяжелой воды и CO_2 в зонах аномально высоких пластовых давлений и разгрузки таких флюидов на поверхность через аппараты грязевых вулканов [Kokh et al., 2015].

Грязевые вулканы поставляют в атмосферу гигантские объемы углеводородных газов. Их катастрофические извержения могут сопровождаться самовоспламенением метановых фонтанов при выходе в атмосферу. Тепловая энергия газовых факелов преобразует осадки в пирогенные породы, РТ-параметры образования которых отвечают ларнитовой субфации спуррит-мервинитовой фации ($T=900\text{--}1250^\circ\text{C}$). Типичным примером пирогенных пород, генетически связанных с явлением грязевого вулканизма, являются высокотемпературные продукты, возникшие в ходе огненного извержения грязевого вулкана Карабетова Гора на Тамани (6 мая 2000 г). В процессе этого извержения возник огненный факел (высотой 300–400 м), в котором были обожжены и оплавлены глыбы глинистых осадков. Образовавшиеся на поверхности глыбы паралавы состоят из основного и кислого Al-K стекла (70–80 мас.%) с обильными неусвоенными зернами детритового кварца (6–16 мас.%). Индивиды (5–30 μm) новообразованных фаз (< 20 мас. % в сумме) обладают закалочной морфологией и мозаично распределены в стекле. Среди них доминируют Ti-магнетит (с 4.2–13.3 мас.% Al_2O_3) и плагиоклаз (от $\text{An}_{45\text{--}90}\text{Ab}_{10\text{--}44}\text{Or}_{0.5\text{--}11}$); реже присутствуют кордиерит ($X_{\text{Fe}} = 26\text{--}46\%$), пижонит ($X_{\text{Fe}} = 42\text{--}60\%$), тридимит (с 1.7–3.4 мас.% Al_2O_3 и 0.2–1.3 мас.% FeO) и ильменит; кристобалит и муллит крайне редки. Термометаморфизм глинистых пород в горящем факеле происходил в условиях, превышающих параметры термоудара ($T_{\text{макс}} = 1100\text{--}1200^\circ\text{C}$, скорость прогрева до 103 К/сек). Математическое моделирование и минералого-петрологические реконструкции показали, что обжиг пород в ядре факела происходил при $T \sim 1400\text{--}1540^\circ\text{C}$ на высоте 75–250 м [Kokh, Sokol, 2023]. Этим пирогенным породам присуща выраженная фазовая и текстурная гетерогенность, являющиеся закономерным следствием чрезвычайно высоких термических градиентов, малой длительности наиболее высокотемпературных процессов и высокой вязкости сухих силикатных выплавов.

Таким образом, к числу минеральных образований, генетически связанных с процессом грязевого вулканизма, относятся: (i) продукты кристаллизации из упаренных вод (хлориды, бораты, карбонаты и сульфаты Na, Ca \pm Mg, в том числе водосодержащие); (ii) минеральные ассоциации травертинов (карбонаты Ca \pm хлориды); (iii) пирогенные породы, состоящие из сухих алюмосиликатных стекол, оксидов Si, Fe, Mg, Ti и силикатов Fe, Mg, Al, Ca и Na. Можно заключить, что минералообразующая функция грязевого вулканизма главным образом реализуется при разгрузке на поверхность минерализованных Cl– HCO_3/Na ($\text{HCO}_3\text{--Cl/Na}$) вод и газовых струй с преобладанием метана и CO_2 .

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН №122041400176-0.

Литература:

- Kokh S.N., Shnyukov Y.F., Sokol E.V., Novikova S.A., Kozmenko O.A., Semenova D.V., Rybak E.N. Heavy carbon travertine related to methane generation: a case study of the Big Tarkhan cold spring, Kerch Peninsula, Crimea // Sedimentary Geology. – 2015. – Vol. 325. – p. 26–40.
- Kokh S.N., Sokol E.V. Combustion metamorphism in mud volcanic events: a case study of the 6 May 2000 fire eruption of Karabetova Gora mud volcano // Minerals. – 2023. – Vol. 13. – Art. 355.
- Kokh S.N., Sokol E.V., Gustaytis M.A. Mercury anomaly in Oligocene-Miocene Maykop Group sediments (Caucasus continental collision zone): mercury hosts, distribution, and sources // Minerals. – 2021 b. – Vol. 11. – Art. 751.
- Kokh S.N., Sokol E.V., Gustaytis M.A., Sokol I.A., Deviatiiarova A.S. Onshore mud volcanoes as a geological source of mercury: case study from the Kerch Peninsula, Caucasus continental collision zone // Science of the Total Environment. – 2021 a. – Vol. 751. – Art. 141806.
- Kopf A.J. Significance of mud volcanism // Reviews of Geophysics. – 2002. - Vol. 40. – № 2. – p. 1005–1012.
- Sokol E., Kokh S., Kozmenko O., Novikova S., Khvorov P., Nigmatulina E., Belogub E., Kirillov M. Mineralogy and geochemistry of mud volcanic ejecta: a new look at old issues (a case study from the Bulganak Field, Northern Black Sea) // Minerals. – 2018. – Vol. 8. – Art. 344.

Sokol E.V., Kokh S.N., Kozmenko O.A., Lavrushin V.Yu., Belogub E.V., Khvorov P.V., Kikvadze O.A. Boron in an onshore mud volcanic environment: Case study from the Kerch Peninsula, the Caucasus continental collision zone // Chemical Geology. – 2019. – Vol. 525. – p. 58–81.

Авдусин П.П. Грязевые вулканы Крымско-Кавказской геологической провинции. Петрографические исследования. М.: Издательство АН СССР, 1948. – 191 с.

Губкин И.М., Федоров С.В. Грязевые вулканы Советского Союза и их связь с генезисом нефтяных месторождений Крымско-Кавказской геологической провинции. М.: Акад. Наук СССР, 1938. – 43 с.

Рахманов Р.Р. Грязевые вулканы и их значение в прогнозировании нефтегазоносности недр. М.: Недра, 1987. – 174 с.

Шнюков Е.Ф., Науменко П.И., Лебедев Ю.С., Усенко В.П., Гордиевич В.А., Юханов И.С., Щирица А.С. Грязевой вулканизм и рудопроявление. Киев: Наукова думка, 1971. – 332 с.

Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Гнатенко Г.И., Науменко П.И., Кутний В.А. Грязевые вулканы Керченско-Таманской области. Киев: Наукова Думка, 1986. – 148 с.

Якубов А.А., Григорьянц Б.В., Алиев Ад.А. Грязевой вулканизм Советского Союза и его связь с нефтегазоносностью. Баку: ЭЛМ, 1980. – 165 с.

СТРУКТУРА И СВОЙСТВА ЛУННОЙ КОРЫ В КОНТЕКСТЕ ТЕПЛОВОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЛУНЫ

Кронрод Е.В.¹

*1 - Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского
Российской академии наук, г. Москва; E-mail - e.kronrod@geokhi.ru*

Рассматриваются современные представления о внутреннем строении лунной коры и её тепловых свойствах. Особое внимание уделяется стратифицированной структуре верхней части коры, включающей мегареголит и переходную зону к плотной породе. Обсуждается влияние глубинного профиля пористости на теплопроводность и роль радиационного теплопереноса.

Лунная кора является важным элементом в понимании тепловой эволюции Луны. Она формировалась в результате кристаллизации магматического океана и многократной импактной переработки. Средняя толщина коры оценивается в ~40 км, средняя плотность составляет 2550 кг/м³, средняя пористость около 12 % [Wieczorek et al., 2013]. Верхняя кора включает реголит средней мощностью 7 м и мегареголит толщиной до 5 км. Эти слои характеризуются высокой пористостью (до 20–30 %), что резко снижает их теплопроводность. Ниже расположена зона разрушенной и трещиноватой коры, переходящая в монолитные породы на глубинах свыше 20–25 км, где пористость стремится к нулю [Izquierdo et al., 2021]. Такое строение формирует выраженный профиль теплопроводности, с минимумом у поверхности и ростом с глубиной.

Экспериментальные исследования показали, что коэффициент теплопроводности зависит от пористости по экспоненциальному закону $k(f)=2e^{-0.125f}$ [Warren et al., 2011]. Для плотных пород $k \approx 2$ Вт/(м·К), тогда как для реголита и сильно пористых слоёв k снижается до 0.1–0.5 Вт/(м·К). В верхних слоях дополнительный вклад вносит радиационный перенос тепла между зёрнами, однако его значение быстро затухает вниз по разрезу.

При построении тепловых моделей Луны с переменным по глубине коэффициентом теплопроводности применяют приближение одним эффективным коэффициентом теплопроводности (K_{ef}) для всей коры, что позволяет сравнивать модели с разными распределениями пористости по глубине.

Таким образом, современное понимание тепловых свойств лунной коры базируется на сочетании стратифицированной структуры, глубинного распределения пористости и учёта эффективной теплопроводности. Именно эти факторы определяют роль коры как теплоизолирующей оболочки, регулирующей её тепловую эволюцию.

Литература:

- Izquierdo K., Johnson B. C., Soderblom J. M., Sori M. M., Wiggins S. E. Lunar megaregolith structure revealed by GRAIL gravity data // Geophysical Research Letters. – 2021. – Vol. 48. – e2021GL095978. – <https://doi.org/10.1029/2021GL095978>.
- Warren P. H. Ejecta–megaregolith accumulation on planetesimals and large asteroids // Meteoritics & Planetary Science. – 2011. – Vol. 46, No. 1. – P. 53–78.
- Wieczorek M. A., et al. The Crust of the Moon as Seen by GRAIL // Science. – 2013. – Vol. 339. – P. 671–675.

МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ АЛУНИТА ВОЗГОНОВ ИЗ ПОСТВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК (КАМЧАТКА)

Купчиненко А.Н.¹, Житова Е.С.¹, Шевелева Р.М.^{1,2},
Давыдова В.О.^{1,3}, Плутахина Е.Ю.¹ и Власенко Н.С.²

*1 – Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;
e-mail: kupchasta@yandex.ru*

2 – Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург

3 – Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва

Минералы группы алуниита имеют идеальную химическую формулу $AB_3(SO_4)_2(OH)_6$, где позиция *A* чаще всего занята одновалентными катионами, такими как K^+ , Na^+ и H_3O^+ (гидроксоний). Позиция *B* преимущественно занята Al^{3+} или Fe^{3+} , образуя подгруппы алуниита и ярозита, соответственно [Stoffregen, 2000]. Минералы группы алуниита образуются в широком спектре геологических сред, в том числе: гипергенные и гипогенные гидротермальные отложения, фумаролы и сольфатары, зоны окисления рудных месторождений, соляные озёра, сланцы, почвы и латериты [McCollom, 2025]. Распространенность и стабильность минералов группы алуниита в широком температурном и pH диапазоне позволяет рассматривать их как маркеры низкотемпературных геологических процессов. Поскольку на Марсе были обнаружены минералы подгруппы ярозита [Pirike, 2006], изучение земных сред, содержащих минералы подгруппы ярозита, может помочь лучше понять, при каких условиях происходило формирование ярозита на Марсе, и реконструировать его геологическое прошлое.

В работе изучены: (а) минералы возгонов на поверхности термальных полей вулканического комплекса Большой Семячик; (б) минералы сольфатар, образовавшихся на пирокластическом потоке извержения вулкана Шивелуч в апреле 2023 г. [Гирина, 2023]; (в) минералы возгонов на поверхности термальных полей вулкана Мутновский. На термальном поле вулканического комплекса Большой Семячик образцы отбирались в 2020 г. с поверхности грунтов, температура которых на глубине 20 см достигала 70 °С, а также вблизи парогазовых струй. На пирокластическом потоке Шивелуча образцы отбирались из устья и вокруг сольфатар, температура выхода газа составляла более 300 °С на глубине 15 см. На термальном поле вулкана Мутновский образцы отбирались в 2023 г. с поверхности грунтов, температура которых на глубине 20 см достигала 80 °С. Отобранные образцы исследовались с помощью порошковой рентгеновской дифрактометрии и электронно-зондового микроанализа. Минералы группы алуниита возгонов из поствулканических обстановок образовывались в ассоциации с минералами группы вольтаита, кокимбита, копиапита, галотрихита, алуногеном, тамаругитом, гипсом, бассанитом, ангидритом, хлоридами (нашатырем, галитом, бишофитом), фторидами (ральстонитом).

Минералы группы алунита возгонов сольфатар пирокластического потока вулкана Шивелуч и термального поля в Мутновский представлены четырьмя видами: алунитом, ярозитом, натроалунитом и натроярозитом, то есть для них характерны основные замещения по трёхвалентному катиону Fe^{3+} –Al и одновалентному K–Na. Обобщив наши и литературные данные по химическим составам минералов группы алунита возгонов термальных полей всего мира, мы можем заключить, что замещение одновалентных катионов K–Na не имеет ограничений, поскольку присутствует непрерывный ряд соотношений K/(Na+K) от 0 до 1 (K и Na в *a.f.*). При этом наиболее часто встречаемые минералы группы алунита – натроалунит и ярозит.

Обычно для минералов группы алунита характерны идеальные составы (соотношения Fe/(Fe+Al) близки к 0 или 1), и только недавно было опубликовано исследование промежуточного состава минералов группы алунита, обнаруженных в осадочных отложениях [McCollom, 2025]. Наше исследование показало, что существует разрыв несмесимости между минералами подгруппы алунита-ярозита. Характерны ограниченные замещения Al на Fe^{3+} в минералах подгруппы алунита (<15 мольных %) и Fe^{3+} на Al в минералах подгруппы ярозита (<10 мольных %). Химическое разделение Fe и Al и редкость промежуточных составов в подгруппах алунита-ярозита могут быть обусловлены различием в константах гидролиза между $\text{Fe}^{3+}_{(\text{aq})}$ и $\text{Al}^{3+}_{(\text{aq})}$ [Stoffregen, 2000]. Другие авторы указывают на факторы окружающей среды, такие как степень окисления или pH, которые могут привести к преимущественному осаждению минералов подгруппы алунита или ярозита. В отличие от минералов, синтетические твёрдые растворы минералов группы алунита с полным спектром химических составов, промежуточных между Al и Fe, получены в лабораторных условиях [McCollom, 2025].

Минералы группы алунита термального поля вулканического комплекса Большой Семячик представлены аммониевыми разновидностями. Трёхвалентные катионы также демонстрируют ограниченные замещения в ряду Fe^{3+} –Al и образуют разрыв несмесимости.

В нашем исследовании впервые подробно изучены составы минералов группы алунита вулканогенного генезиса.

Исследования выполнены авторами в Ресурсном Центре СПбГУ "Рентгенодифракционные методы исследования" и Аналитическом Центре ИВиС ДВО РАН. Работа выполнена по гос. заданию ИВиС ДВО РАН в рамках темы научно-исследовательских работ "Минералообразование в надсубдукционной зоне Северной Пацифики" (№ FWME-2024-0004).

Литература:

- Гирина О.А., Лупян Е.А., Хорват А. и др. Анализ развития пароксизмального извержения вулкана Шивелуч 10–13 апреля 2023 года на основе данных различных спутниковых систем // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2023. – Т. 20. – № 2. – с. 283-291. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2023-20-2-283-291>
- McCollom T.M., Potter-McIntyre S.L., Donaldson C., Reyes A., Moskowitz B., Solheid P. Rare Occurrence of Jarosite-Alunite Solid Solutions with Intermediate Al-Fe Contents in the Jurassic Aztec Sandstone, Nevada, USA // American Mineralogist. – 2025. <https://doi.org/10.2138/am-2024-9423>
- Papike J.J., Karner J.M., Shearer C.K. Comparative planetary mineralogy: Implications of martian and terrestrial jarosite. A crystal chemical perspective // Geochimica Cosmochimica Acta. – 2006. – V.70 – P. 1309-1321. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.11.004>
- Stoffregen R.E., Alpers C.N., Jambor J.L. Alunite-jarosite crystallography, thermodynamics, and geochronology // In Alpers C.N., Jambor J.L., Nordstrom D.K., Eds. Sulfate Minerals: Crystallography, Geochemistry, and Environmental Significance. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Mineralogical Society of America, Washington, D.C. – 2020. – p. 453-479. <https://doi.org/10.2138/rmg.2000.40.9>

СЕЗОННАЯ ДИНАМИКА ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ САДКОВОГО ФОРЕЛЕВОДСТВА

Лапенков А.А., Гузева А.А.

*Институт озераведения Российской академии наук – обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного учреждения науки «Санкт-Петербургский Федеральный исследовательский центр Российской академии наук»,
г. Санкт-Петербург; E-mail: lapa13art@gmail.com*

В настоящем исследовании проанализированы сезонные изменения качества донных отложений под влиянием садкового форелеводства на Ладожском озере. Были выбраны три рыбоводных хозяйства, расположенные в районах с различными гидрологическими условиями, с проведением сравнений между участками под садками и контрольными участками.

Хозяйство К находится в большом заливе рядом с г. Лахденпохья. Залив соединён с озером тремя протоками, что обеспечивает водообмен. Хозяйство S расположено у г. Сортавала в протоке между островами. Здесь возможны сильные ветровые течения, особенно при северных и южных ветрах, что вызывает перемешивание воды. Хозяйство V находится у острова Валаам в довольно изолированном заливе. Узкие и мелкие протоки ограничивают водообмен, создавая застойные условия [Lapenkov, 2023].

Полевые исследования, проведённые в 2021–2024 годах, выявили выраженную сезонную изменчивость характеристик донных отложений. В периоды интенсивного кормления (лето и осень) накопление органических отходов под садками значительно увеличивалось — в 2–7 раз по сравнению с контрольными участками. Отбор колонок донных отложений показал наличие слоя с высоким содержанием органического вещества, а также непереваренным кормом и фекалиями. Зимой происходила частичная минерализация накопленного органического материала.

Геохимические измерения зафиксировали пониженные значения окислительно-восстановительного потенциала ($E_h < -150$ мВ) и более кислые значения pH в зоне под садками, особенно в периоды активного кормления. Такие условия способствуют высвобождению питательных веществ и потенциально токсичных элементов из донных отложений [Guzeva, 2025].

Одним из ключевых элементов, накапливающихся в донных отложениях, является фосфор. Исследования показали, что наибольшее количество фосфора в отложениях представлено в неорганической форме, поступающей с непереваренным кормом рыб [Christophoridis, 2006]. Показана высокая корреляция между содержанием органического вещества и общим фосфором, что указывает на общий источник загрязнения — отходы рыбоводства. В условиях снижения окислительно-восстановительного потенциала под садками создаются благоприятные условия для высвобождения фосфора из осадков в водную толщу, что потенциально может способствовать эвтрофикации. [McGhie, 2000]

Визуальные наблюдения подтвердили формирование бактериальных плёнок и стратифицированных органических слоёв под садками, особенно в хозяйствах с замедленным водообменом. Наибольшее обогащение донных отложений зафиксировано на хозяйстве К, в то время как на участке S благодаря лучшей циркуляции воды отложения обогащались в меньшей степени.

Статистический анализ (тест Краскела–Уоллиса) подтвердил значимые различия в содержании органического вещества между участками под садками и контрольными ($p < 0.01$). Характеристики отложений напрямую влияли на состав донной фауны: в зоне воздействия преобладали нематоды, в то время как в контрольных точках отмечалось более высокое видовое разнообразие.

Полученные данные подчёркивают ключевую роль донных отложений как индикатора экологического воздействия аквакультуры и необходимость экологического мониторинга.

Литература:

- Christophoridis C., Fytianos K. Условия, влияющие на высвобождение фосфора из поверхностных слоёв донных отложений озёр// Journal of Environmental Quality. - 2006. - V. 35(4). - P. 1181–1192.
- Guzeva A., Larenkov A. (2025). Сезонная динамика и вертикальное распределение фосфора в донных отложениях под садками форели в Ладожском озере. (*в печати*).
- Larenkov A., Guzeva A., Zaripova K., Slukovskii Z. (). Сезонная динамика геохимических характеристик донных отложений в зоне воздействия рыбоводного хозяйства (Ладожское озеро)// Aquaculture and Fisheries. - 2023. V. 8(6). - P. 654–660.
- McGhie T.K. и др. Разложение отходов от рыбоводства в донных отложениях в период зарыбления. Aquaculture. 2000. - V. 187(3–4). - P. 351–366.

ТУРМАЛИН ИЗ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ ПАКИСТАНА И УСЛОВИЯ ЕГО ОБРАЗОВАНИЯ

Левская А.М., Власенко Н.С., Бочаров В.Н., Пономарева Н.И.

*Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург;
E-mail: n_ponomareva@mail.ru*

В процессе исследования темноокрашенного и зелёного турмалинов из редкометальных пегматитов района Гилгит - Скарду (жила Стак Нала) в Пакистане нами был изучен химический состав минералов, определён минеральный вид турмалинов, параметры их элементарных ячеек, установлены с помощью различных геотермобарометров *P-T* параметры формирования шерла, а также изучены флюидные включения в эльбаите, оценены температуры, активности ионов и pH минералообразующих растворов при кристаллизации турмалина.

Изученные редкометальные пегматиты находятся в северо-восточной части массива Нанга Парбат - Харамош на севере Пакистана. Геологическая характеристика месторождения и минералогическое описание пегматитовой жилы Стак Нала даны в статье [Laur et.al, 1998]. В публикациях, посвященных этому месторождению, информация о химическом составе турмалина, о включениях в нём, об условиях образования отсутствует.

Методы исследования. Изучение кристаллов турмалина проводилось с помощью поляризационного микроскопа Leica DM4500 P, снабженного цифровой камерой Leica DFC 495. Химический их состав получен с помощью электронного сканирующего микроскопа SEM-501 Hitachi S-3400N, оснащенного энергодисперсионным спектрометром Oxford X-max 20 (Ресурсный Центр СПбГУ «Геомодель». Условия съёмки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 1.5 нА).

Состав флюидных включений в турмалине изучался на рамановском спектрометре Horiba LabRam HR800. Регистрация спектров комбинационного рассеяния выполнена в спектральном диапазоне 4000–100 см⁻¹. Источником возбуждения служил твердотельный лазер с длиной волны 532 нм. Мощность лазера – до 100 мВт, время экспозиции от 2 до 10 сек, число повторений – от 2 до 15, увеличение микроскопа – 100^x. Калибровка прибора осуществлялась по Si-эталону (520.7 см⁻¹). Использовалась дифракционная решетка 1800 ш/мм, диаметр конфокального отверстия 300 мкм. Детальное исследование турмалина и микроанализ минеральных включений выполнены на сканирующем электронном микроскопе Hitachi TM 3000 с приставкой для энергодисперсионного микроанализа OXFORD в режиме низкого вакуума (Ресурсный Центр СПбГУ «Микроскопии и микроанализа»).

Термобарогеохимические исследования включений проводились в лаборатории кафедры минералогии в термокамере, установленной на микроскопе ПОЛАМ Р-211, а также на оптическом микроскопе Olympus BX53F в комплекте с термостолком THMSG-600 в ресурсном центре СПбГУ «Геомодель».

Рентгеновские исследования турмалина выполнены Н. В. Платоновой на автоматическом порошковом дифрактометре Ultima IV (Rigaku) в РЦ СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования». Излучение рентгеновской трубки $\text{CuK}\alpha_{1+2}$, длины волн $\lambda_{\text{CuK}\alpha 1}=1.54059 \text{ \AA}$ и $\lambda_{\text{CuK}\alpha 2}=1.54443 \text{ \AA}$, режим работы трубки 40 кВ/30мА, позиционно-чувствительный детектор, геометрия на отражение, схема фокусировки Брегг-Брентано, скорость вращения образца 20 оборотов в минуту, температура 25°C, атмосфера – воздух. Идентификация фаз проводилась с использованием программного комплекса PDXL2 (Rigaku) и базы порошковых дифракционных данных Powder Diffraction File (PDF-2, 2016).

Результаты исследований. Турмалин из миароловых редкометальных пегматитов Пакистана представлен, как это было показано ранее [Левская и др., 2024; Пономарева, Левская и др., 2024] шерлом, установленным в приконтактной зоне жилы и ассоциирующим с кварцем и полевыми шпатами, и эльбаитом приуроченным к занорышам в центральной части пегматитовой жилы.

Изучение минеральных включений в двустороннеполированных пластинках турмалина из жилы Стан Нала позволило установить в них калиевый полевой шпат, альбит и мусковит. Температуры образования минеральных ассоциаций по данным различных геотермобарометров [Рябчиков, 1965; Перчук, 1971; Таланцев, 1971] соответствуют: $T=350\pm 50^\circ$, $P=4$ кбар. Оценка температуры формирования эльбаита выполнена по температуре гомогенизации газовой-жидких включений [Ермаков, Долгов, 1979]. Она соответствует $176\pm 14^\circ\text{C}$.

Для расчёта минеральных равновесий использовался метод расчётной химической термодинамики, в основе которого лежит зависимость, связывающая константу равновесия химической реакции со свободной энергией этой реакции и подчиняющаяся закону действующих масс (Гаррелс, Крайст, 1968; Говоров, 1977; Наумов и др., 1971).

На основе изучения взаимоотношений между минералами, а также литературных данных, выделены две основные турмалин-содержащие минеральные ассоциации: шерл – биотит – гранат – плагиоклаз №15 – микроклин и эльбаит – микроклин – альбит – топаз – лепидолит.

Для оценки условий формирования турмалина был выполнен анализ минеральных равновесий в системе Na-K-Li-Ca-Mg-Mn-Fe-Si-Al-B-H₂O для реальных составов минералов при температурах 300-400 °C, с учётом возможных форм простых и сложных ионов в растворах [Пономарева, Гордиенко, 1991].

Многочисленные варианты расчётов равновесий, выполненные с помощью программы, написанной на языке Visual Basic for Application, позволили определить оптимальные активности компонентов в рассмотренной системе.

Для сосуществования ассоциации биотит–гранат–плагиоклаз–турмалин активности ионов должны быть: $10^{-3}\leq a_{\text{Mn}^{2+}}\leq 10^{-2,8}$; $10^{-3,5}\leq a_{\text{FeOH}^{+}}\leq 10^{-3,0}$; $a_{\text{Na}^{+},\text{K}^{+}}=10^{-1}-10^{-1,5}$, pH=4-4,5.

Сосуществование ассоциации эльбаит–микроклин–альбит–топаз–лепидолит возможно) при $f_{\text{H}_2\text{O}}=0,1$ бар и активности компонентов: $a_{\text{Na}^{+}}=10^{-3}$, $a_{\text{K}^{+},\text{Li}^{+}}=10^{-1}$; $a_{\text{FeOH}^{+}}=10^{-5}$, $a_{\text{H}_3\text{BO}_3}=10^{-5}$, pH=7-7,5.

Авторы благодарны П.Б. Соколову за предоставленный для изучения каменный материал, а также Н.В. Платоновой, С.Ю. Янсон, Н.Р. Пинчук, за консультации и помощь при выполнении исследований.

Исследования выполнены при поддержке гранта СПбГУ № 124032000029-9.

Литература:

- Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия/пер. с англ. И.В. Витовской; под ред. И.Д.Рябчикова и В.В. Щербины.. М.: изд-во Мир, 1968. - 368 с.
- Говоров И. Н. Термодинамика ионно-минеральных равновесий и минералогия гидротермальных месторождений. М., 1977. - 239 с
- Ермаков Н.П., Долгов Ю. А. Термобарогеохимия. М.:Недра. 1979. - 271с.
- Левская А.М., Пономарева Н.И., Бочаров В.Н., Власенко Н.С. Эльбаит из миароловых пегматитов Пакистана//Уральская минералогическая школа-2024. Материалы конференции. Екатеринбург. 2024. С. 111-115.
- Наумов Г. Б., Рыженко Б. Н., Ходаковский И. Л. Справочник термодинамических величин (для геологов). М.: Атомиздат, 1971. - 210 с
- Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. □ М.:Наука, 1970. □ 320 с.
- Пономарева Н.И., Левская А.М., Бочаров В.Н., Власенко Н.С. Сравнительная характеристика турмалинов из редкометалльных пегматитов разных месторождений//Минералы и минералообразование в природных и техногенных процессах. Материалы конференции. Уфа. 2024. - с. 117-121
- Пономарева Н. И., Гордиенко В. В. Физико-химические условия образования лепидолита// Зап. Всесоюз. минер. общ-ва. 1991. Ч. 120, вып. 5. С. 31–39.
- Пономарева Н. И., Кривовичев В. Г. Минеральные равновесия в гранитных пегматитах на постмагматическом этапе. СПб., 2004. 142 с.
- Рябчиков И.Д. Усовершенствование полевошпатового геологического термометра Барта // Минералогическая термометрия и барометрия / под ред. В. И. Смирнова и др. □ М.: Наука, 1965. - С. 49-60.
- Таланцев А. С. Геотермобарометрия по парагенетической ассоциации калишпат + +мусковит+альбит // Ежегодник Уральск. науч. центра АН СССР. □ Свердловск, 1971. □ Уральск. науч. центр. - С. 125- 127.
- Frezzotti, M. L., Tecce F., Casagli A.. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis. In Journal of Geochemical Exploration. 2012. - V. 112. - Pp.1-20.
- Lauris B.M., Dilles J.H., Wairach Y., Kausar A. B., Snee L.W. Geological setting and petrogenesis of symmetrically zoned, miarolitic granitic pegmatites at Stak Nala, Nanga Parbat-Haramosh massif, Northern Pakistan. The Canadian Mineralogist. - 1998. - Vol. 36. - P. 1-47.
- Selway J. B., Novak M, Cerny P, Hawthorne F.C. Compositional evolution of tourmaline in lepidolite-subtype pegmatites/ European Journal of Mineralogy. 1999. - V. 11.- №3.- Pp.- 569-584.

РАЦИОНАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТОРФЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕСПУБЛИКИ БЕЛАРУСЬ ПО ЦЕЛЕВЫМ ФОНДАМ

Макаренко Т.И.

Институт природопользования НАН Беларуси, Минск; E-mail - makarenko.ip@mail.ru

Формирование торфяных месторождений на территории Республики Беларусь обусловлено комплексом природных факторов, включающих благоприятные климатические условия, избыточное увлажнение, а также распространение пониженных форм рельефа при воздействии ледников.

Гетерогенность пространственного распределения торфяных залежей связана с вариативностью сочетания ключевых факторов болотообразования: геологического строения, геоморфологических особенностей, гидрологического режима и иных параметров, что обусловило значительные отличия количественных (толщина слоя торфа, скорость накопления органического вещества, плотность торфяного отложения) и качественных (степень разложения, ботанический состав и физико-химические свойства торфа) характеристик залежи.

Торфяные месторождения площадью более 10 га в границах промышленной глубины торфа занимают около 12 % площади Республики Беларусь по Схеме до 2030 г. [Схема, 2015]. При составлении данного документа обоснование направлений использования торфяных месторождений и болот и их рациональное распределение по целевым фондам

осуществлялись по алгоритму согласно разработанной методике [Методические рекомендации, 2010] и ТКП 17.12.08–2015 (33140) [ТКП, 2015], включающий:

- интегральную оценку каждого объекта, полученную при обобщении данных многолетних полевых изысканий и материалов разведок, землеустроительных, природоохранных и лесотехнических служб, картографических данных, космических снимков, кадастрового справочника и, по необходимости, натурных обследований. Проанализировано современное состояние торфяных месторождений и их использование (землепользователь, направления и сроки использования, границы и виды угодий; виды осушительной сети и водоприемники, их состояние и даты реконструкции; наличие данных геологической разведки, ее сроков и проводимых по разведке уточнений; реализуемые и планируемые проекты по добыче, сведения о выработанных участках), геоморфологические и гидрологические особенности месторождений, определяющие их роль в системе природно-территориального комплекса. При выполнении исследований учтена потребность региона, в котором находится месторождение, в продукции на основе торфа. Данная информация получена при официальных запросах в райисполкомах республики;

- определение пригодность сырья месторождений для получения продукции комплексной переработки торфа по выбранной и обоснованной системе критериев;

- расчет оставшихся запасов торфа. При разработке Схемы до 2030 г. техническим заданием не предполагалось повсеместное проведение натурных исследований, а лишь в редких случаях при отсутствии показателей для корректного распределения и подсчета запасов, так как разведка торфяных месторождений трудоемкий и длительный процесс, который требует значительных финансовых затрат. Для подсчета оставшихся запасов разработана методика, в которой учитываются прирост торфа, его добыча, потери органического вещества в результате минерализации торфа при осушении и сельскохозяйственном использовании торфяного месторождения, а также введен коэффициент, позволяющий на 2,2 % уменьшить погрешность в определении оставшихся запасов [ТКП, 2015].

Для оценки роли применения данного коэффициента проведены натурные исследования репрезентативного торфяного месторождения с целью сравнительной оценки оставшихся запасов торфа на месторождении при определении на текущий момент времени при зондировании (разведка категории А), а также при расчете с применением коэффициента и без него.

Сравнительный анализ показал, что погрешность в определении запасов торфа расчетным путем составляет 6,5 % по отношению к базовому варианту (детальная разведка категории А). Введение в формулу для расчета коэффициента, который равен частному от деления площади в промышленных границах залежи к площади в нулевых границах, уменьшило погрешность до 4,3 % по сравнению с разведкой категории А. Данное исследование подтверждает, что оставшиеся запасы торфа могут быть определены расчетным методом не прибегая к натурным исследованиям с использованием данного коэффициента и при наличии достоверной информации об использовании торфяного месторождения.

Торфяные месторождения Беларуси распределены по 4 целевым фондам, каждый из которых имеет особый режим использования. Современное состояние торфяных месторождений и болот на момент составления Схемы до 2030 г. [Схема, 2015] следующее: ресурсы торфа оцениваются в 4,0 млрд т; площадь торфяных месторождений и болот составляет 2,4 млн га; площади торфяных месторождений выбывших из промышленной эксплуатации – 281,5 тыс. га.

Фонд болот, подлежащих особой и (или) специальной охране включает 684,2 тыс. га (28,6 % от общей площади торфяных месторождений) с общими запасами 1555,5 млн т. (38,5 % от общих торфяных запасов). Болотные экосистемы значимы для сохранения ландшафтного и биологического разнообразия, очистки атмосферного воздуха от избытка двуокси углерода и обогащению его кислородом. На некоторых торфяных месторождениях развивается

экологический туризм. В болотах сохраняется более 7 млрд м³ запасов пресной воды, что обеспечивает устойчивое водное питание рек и озер.

Фонд особо ценных видов торфа включает торфяные месторождения, содержащие сырье для битуминозного и гидролизного производства, грязелечебное сырье. Общая площадь торфяных месторождений данного фонда составляет 19,6 тыс. га (0,8 %) с запасами 43,7 млн. т. (1,1 %).

Разрабатываемый фонд. В данный фонд отнесено 99,1 тыс. га (4,1 %) с запасами торфа 302,1 млн. т (7,5 %), что обеспечит работу торфоперерабатывающих предприятий при современном уровне добычи на протяжении 100 лет. Большой ассортимент продукции запатентован в Республике Беларусь, отработаны технологии и выпускается соответствующее оборудование по производству данной продукции.

Земельный фонд составляет 1592,6 тыс. га (66,5 %) и 2135,4 млн. т (52,9 %) торфа: сельскохозяйственное использование – 951,0 тыс. га, лесохозяйственное использование – 626,8 тыс. га, под водохранилищами – 14,8 тыс. га. Специалистами института ведутся исследования методов сохранения и улучшению торфяных почв при сельскохозяйственном использовании. Это позволит сократить ежегодно потери органического вещества и эмиссию диоксида углерода в атмосферу, улучшить агрофизические свойства почв, повысить агрономическую, экономическую и экологическую эффективность их сельскохозяйственного использования месторождений.

Автором проведена инвентаризация 3345 торфяных месторождений (участков торфяных месторождений) площадью 872,2 тыс. га и научно обоснованно распределение их по направлениям использования. Выполнено распределение торфяных месторождений по направлениям использования для трех областей республики (Гродненская, Гомельская и Могилевская). Это обеспечило выделение в природоохранный фонд соответственно 40, 18 и 33 %, разрабатываемый – 1,2; 8,5 и 2,1% и земельный – 57, 73 и 64 % площади всего фонда указанных областей.

Данный документ позволяет обеспечивать баланс между добычей, эксплуатацией и охраной торфяных месторождений и болот, оптимизировать управление торфяными ресурсами и разработать адресные программы использования при выборе новых торфяных месторождений в качестве сырьевых баз действующих торфопредприятий или для определения возможности расширения номенклатуры выпускаемой действующими организациями торфяной промышленности продукции.

Литература:

Методические рекомендации по оценке современного состояния торфяных месторождений и уточнению критериев их распределения по целевым фондам для разработки «Схемы рационального использования и охраны торфяных ресурсов Республики Беларусь на период до 220 года»: Утв. Мин. прир. рес. и охр. Окр. Среды Респ. Беларусь, НАН Беларуси. – Минск, 2010 г. – 26 с.

Схема распределения торфяников по направлениям использования на период до 2030 года. / О некоторых вопросах в области сохранения и рационального (устойчивого) использования торфяников [Электронный ресурс] : постановление Совета Министров Респ. Беларусь, 30 дек. 2015г., №1111. // Национальный правовой Интернет-портал Республики Беларусь. – Режим доступа: <http://www.pravo.by/document/?guid=12551&p0=C21501111&p1=1>. – Дата доступа: 17.06.2025.

ТКП 17.12.08–2015 (33140) : Охрана окружающей среды и природопользование. Территории. Определение направлений использования торфяных месторождений и болот : утвержден и введен в действие пост. Мин. прир. рес. и охр. Окр. Среды Респ. Беларусь от 24.06.2015 г. / Разработчик ГНУ «Институт природопользования НАН Беларуси». – Минск : РУП «Бел НИЦ «Экология», 2015. – 30 с.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИХ ФРАКЦИЙ ЧЕРНОЗЕМОВ И КАШТАНОВЫХ ПОЧВ СТЕПНОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ

Малышев В.В., Алексеева Т.В., Алексеев А.О.

*Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения Российской
академии наук, г. Пушкино; E-mail - vladmalyscheff@yandex.ru*

В отличие от традиционно используемых интегральных почвенных характеристик, минеральный и химический состав отдельных гранулометрических фракций, формирующих почвенную матрицу, остается недостаточно изученным, особенно для черноземов и каштановых почв — основных типов почв степной зоны Русской равнины. Выделение и исследование фракций различного размера позволяет более детально проследить процессы трансформации твердой фазы почв под влиянием как биотических, так и абиотических факторов [Alekseev et al., 2025]. В частности, такой подход дает возможность оценить вклад климатического фактора в перераспределение химических элементов между фракциями, а также в формирование минерального облика почв. Подобная оценка позволяет уточнить и расширить представления о геохимических и минералогических индикаторах, применяемых для палеоклиматических реконструкций.

Целью данного исследования являлось изучение особенностей химического и минерального состава гранулометрических фракций черноземов и каштановых почв степной зоны Восточно-Европейской равнины, а также выявление фракций, вносящих наибольший вклад в формирование их геохимического профиля почв. Отдельная задача состояла в изучении поведения соединений железа в гранулометрических фракциях.

Объектами исследования являются гранулометрические фракции черноземов ($n=10$) и каштановых почв ($n=5$), выделенные из слоев 0–10, 10–20 см, а также из почвообразующей породы. Илистую фракцию (<2 мкм) выделяли методом отмучивания, после чего остаток разделяли на фракции мелкой (2–5 мкм), средней (5–10 мкм) и крупной пыли (10–50 мкм), мелкого песка (50–250 мкм). В полученных фракциях определяли химический состав методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА, Bruker Jaguar S6), минеральный состав методом рентгенодифракционного анализа (РДА, ДРОН-3), минералогию соединений железа по данным мессбауэровской спектроскопии (MS-1104 Em), а также удельную магнитную восприимчивость χ (10^{-8} м³/кг) с использованием прибора Kappabridge KLY-2. Для определения химического состава методом РФА в гранулометрических фракциях была разработана методика измерения, которая позволяет анализировать образцы с низкой массой (до 200 мг) без их разрушения.

Степные почвы Восточно-Европейской равнины по большей части сформированы на позднеплейстоценовых лессовидных суглинках [Astakhov et al., 2021], важнейшей характеристикой которых является их достаточно однородный гранулометрический состав. Данная особенность позволяет учесть литологическую неоднородность и рассмотреть, как в ходе почвообразования изменяется химический и минеральный состав гранулометрических фракций.

По результатам химического состава было получено, что с уменьшением размера фракции от мелкого песка (50–250 мкм) до илистой фракции (<2 мкм) увеличивается содержание Fe₂O₃ (от 1 до 9%), MgO (от 0.3 до 2.5%), K₂O (от 2 до 2.5%), Rb (от 0.005 до 0.011%). В свою очередь уменьшалось содержание SiO₂ (от 80 до 55%), Na₂O (от 2 до 0.5%). С уменьшением размера гранулометрических фракций наблюдается закономерное обогащение тонкодисперсной части почвы железом, магнием, калием и рубидием, что связано с повышенным содержанием вторичных глинистых минералов. Одновременно уменьшается доля кварца и, вероятно, других первичных силикатов, богатых кремнием и натрием, что характерно для крупно-пылеватых и песчаных фракций. Минералогический анализ фракций

фиксирует подобное распределение минеральных фаз в различных размерностях. Так, во фракции крупной и средней пыли преобладают кварц и полевые шпаты, в фракции мелкой пыли регистрируется смектит, а содержание гидрослюда увеличивается. В илистой фракции преобладает смектит, также присутствуют каолинит, иллит и кварц.

Расчеты вкладов в удельную магнитную восприимчивость верхнего почвенного слоя черноземов и каштановых почв показали, что χ илистой фракции вносит основной вклад (от 40 до 50%), в меньшей степени (от 16 до 19%) фракции мелкой и крупной пыли. При этом в почвообразующих породах вклад χ илистой фракции и фракции мелкой пыли снижается, а средней и крупной пыли, а также мелкого песка увеличивается. Полученные данные показывают перераспределение магнитного сигнала в ходе почвообразования в гранулометрических фракциях черноземов и каштановых почв, связанного, в первую очередь, с процессом оксидогенеза ферромагнитных минералов. Данный процесс приводит к формированию дисперсных форм магнетита [Алексеев и др., 2003; Алексеев, Алексеева, 2012], ассоциированного с глинистой матрицей в илистой фракции почв.

Исследования, проведенные помощью мессбауэровской спектроскопии показали, что от 56 до 71% Fe^{3+} в составе илистой фракции содержится в высокодисперсных гидроокислах в суперпарамагнитном состоянии и в слабокристаллизованных «свободных» формах соединений железа. В гумусово-аккумулятивных горизонтах степных почв фиксируется сокращение доли Fe^{2+} в алюмосиликатах. В ходе почвообразования в зависимости от окислительно-восстановительных условий, присутствия органического вещества и воды формируются высокодисперсные гидроокислы и гематит. В связи с наблюдаемым преобладанием формирования гематита над гетитом в илистой фракции изученных почв в зависимости от климатического фактора, становится возможным использовать отношение гетит/(гематит+гетит) для реконструкции атмосферных осадков. Результаты, полученные методом мессбауэровской спектроскопии фиксируют значительное увеличение содержания несиликатного железа в гумусово-аккумулятивных горизонтах степных почв в сравнении с почвообразующей породой, что является важным свидетельством формирования оксидов железа в ходе почвообразования.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант РНФ № 24-24-00244).

Литература:

- Alekseev A.O., Malyshev V.V., Alekseeva T.V. Mineralogy and Geochemistry of Granulometric Fractions As a Tool for Studying Transformations of Solid Phase of Soils // Moscow University Soil Science Bulletin. – 2025. – Т. 80. – №. 1. – С. 50-58.
- Astakhov V., Pestova L., Shkatova V. Loessoids of Russia: Varieties and distribution // Quaternary International. – 2022. – Т. 620. – С. 24-35.
- Алексеев А.О., Алексеева Т.В. Оксидогенез железа в почвах степной зоны // М.: ГЕОС – 2012. – 204 с.
- Алексеев А.О., Алексеева Т.В., Махер Б.А. Магнитные свойства и минералогия соединений железа в степных почвах // Почвоведение. – 2003. – №. 1. – С. 62-74.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАЛОТАВРОТИНСКОЙ И ЯПТИКШОРСКОЙ СВИТ ВЕРХНЕГО ОРДОВИКА НА ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ

Матвеев В.А.

*Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар;
vamatveev@geo.komisc.ru*

В работе приводятся первые результаты изучения изотопного состава углерода в пограничных отложениях малотавротинской и яптикшорской свит верхнего ордовика на Приполярном Урале. В изученном обнажении 108, расположенном на правом берегу р. Кожым, в 6 км от устья левого притока р. Лимбекою в непрерывной последовательности вскрывается тектонически не нарушенный разрез верхнего ордовика и пограничные отложения нижнего силура [Опорные разрезы..., 1987; Безносова и др., 2011]. Во время полевых работ на западном склоне Приполярного Урала в бассейне р. Кожым в 2022 году был послойно изучен интервала разреза мощностью 19.3 м в котором вскрывается контакт малотавротинской и яптикшорской свит верхнего ордовика (рис. 1 А, Б).

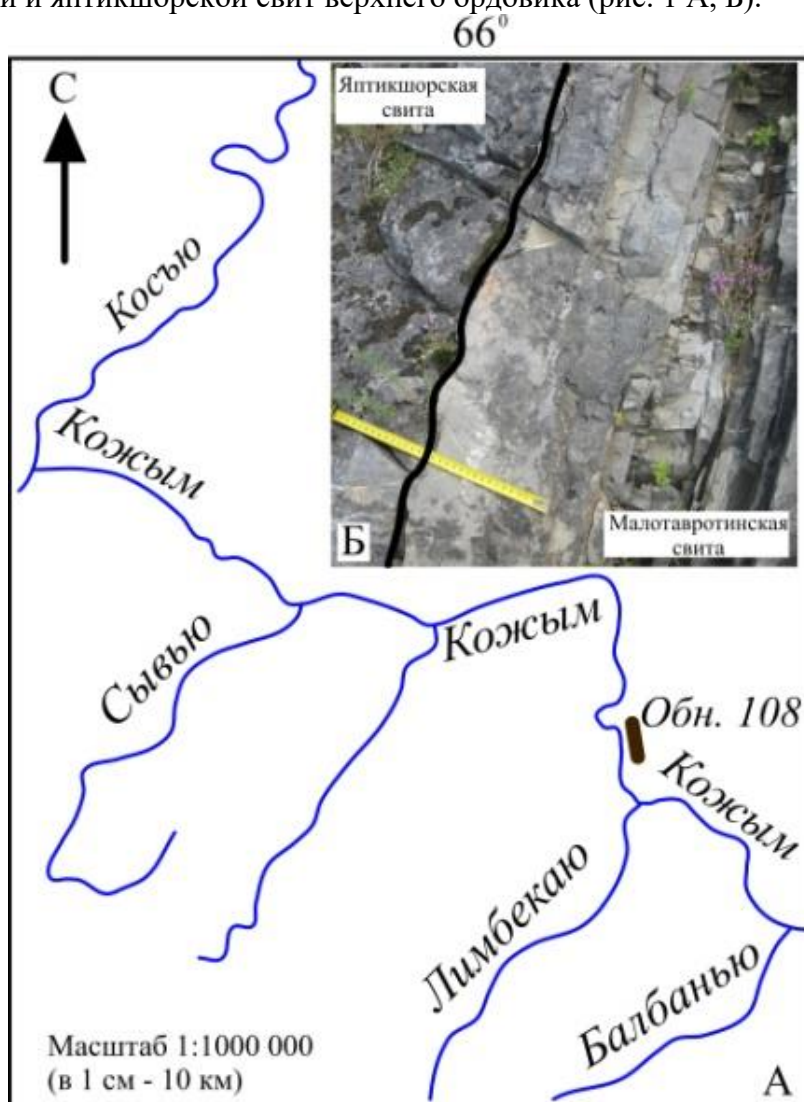


Рис. 1. Схема месторасположения изученного обнажения 108 в бассейне р. Кожым (А), контакт яптикшорской и малотавротинской свит (Б)

Впервые малотавротинская свита была выделена А.И. Першиной [1977], получившая название по руч. Малая Таврота в бассейне р. Кожым на Приполярном Урале. На р. Кожым малотавротинская свита имеет двучленное строение (нижняя- и верхнемалотавротинская подсвиты). Комплекс фауны, общий для всей свиты датирует верхнеордовикский возраст пород [Жемчугова, и др., 2001]. Стратотипический разрез яптикшорской свиты в полном объеме вскрывается в обнажении 108 [Безносова, 2008].

В обнажении 108 верхняя часть малотавротинской свиты сложена переслаиванием доломитов светло-серых коричневато-серых микро- и скрытокристаллических, доломитов глинистых с тонкими прослоями аргиллитов, волнисто-, микрослойчатых, тонкоплитчатых с трещинами усыхания, знаками волновой ряби, с прослоями брекчий, доломитов с элементами подводно-оползневых складок, поверхностями микроразмывов и доломитов строматолитовых. Определимых остатков макрофауны не установлено, известны лишь единичные определения позднеордовикских конодонтов, сделанные С. В. Мельниковым. Продолжительное время граница между малотавротинской и яптикшорской свитами принималась за литологическую границу ордовика и силура [Першина, Рассказова, 1977; Жемчугова и др., 2001].

В настоящее время граница малотавротинской и яптикшорской свит определяется по резкому эрозионному контакту между светло-серыми тонкоплитчатыми доломитами малотавротинской свиты и серыми массивными доломитами яптикшорской свиты, которая включает в самом основании прослой ракушняков с брахиоподами *Proconchidium muensteri* (St. Joseph) [Опорные разрезы..., 1987; Безносова, Ключина, 1988; Безносова и др., 2011].

Яптикшорская свита в основании сложена доломитами тонко- и мелкозернистыми, серыми и темно-серыми, иловыми с линзовидной и полосчатой слойчатостью, строматолитовыми доломитами, которые перерываются доломитами со скоплениями гравия и галек и поверхностями перерывов. Выше по разрезу определены брахиоподы *Pr. muensteri*, колонии табуляты *Palaeofavosites* sp., и конодонты *Belodina* cf. *stonei* (Sweet), а также скопления члеников стеблей криноидей, строматопороидей и гастроподы, датирующие позднекарийский возраст отложений [Безносова и др., 2011].

Изотопный состав углерода карбонатных пород пограничных отложений малотавротинской и яптикшорской свит был проанализирован в 29 образцах. Общий разброс значений $\delta^{13}\text{C}$ в этом интервале составляет от -2.6‰ до 0.9‰ . На углеродной изотопной кривой выделяются пять положительных экскурсов (рис. 2).

В малотавротинской свите отмечаются четыре положительных экскурса $\delta^{13}\text{C}$. В основании яптикшорской свиты (мощностью 3.8 м), выше слоя с эрозионным контактом, после понижения изотопов углерода до -1.0‰ , кривая демонстрирует отклонение в сторону положительных значений $\delta^{13}\text{C}$ с амплитудой до 0.9‰ . Это положительное отклонение названо «яптикшорский положительный изотопный экскурс». Выше положительного сдвига значения $\delta^{13}\text{C}$ резко падают до -2.8‰ , затем кривая не демонстрирует значительных изменений.

Отклонение $\delta^{13}\text{C}$ в сторону положительных значений с амплитудой 0.9‰ , установленное в основании яптикшорской свиты, соответствует положительному экскурсу «Мое» (до 1.3‰) в основании Пиргуского горизонта верхнего ордовика в Эстонии [Безносова и др., 2011; Bauert et al., 2014; Bergström et al., 2010; Kaljo et al., 2007]. а также небольшому положительному изотопному экскурсу «Whitewater» (до 0.1‰) в Северной Америке [Bergström et al., 2010]. Выявленные в этом изученном интервале разреза экскурсы $\delta^{13}\text{C}$ отчетливо совпадают с циклической сменой условий седиментации [Жемчугова и др., 2001].

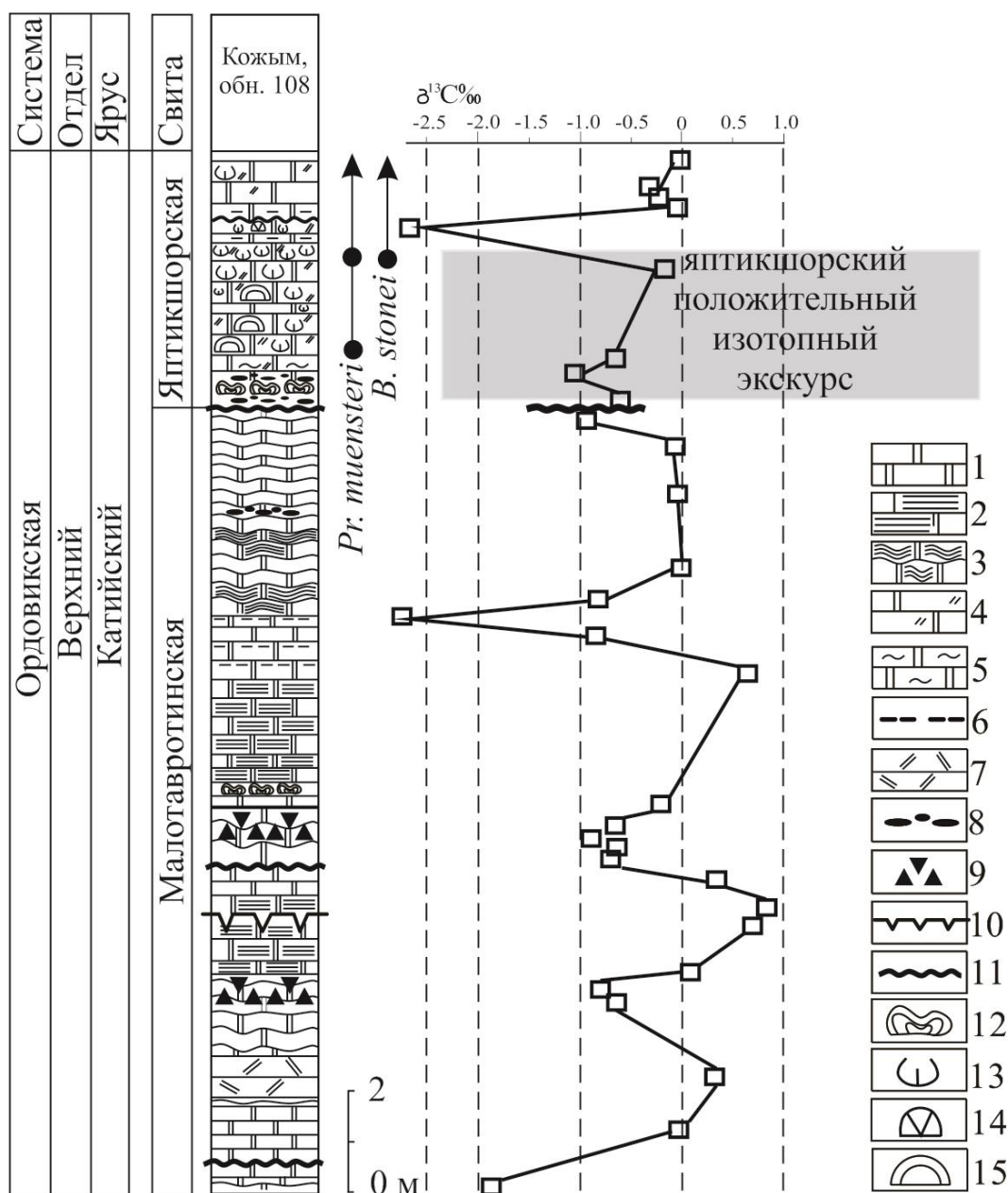


Рис. 2. Литологическая колонка и распределение изотопов углерода в карбонатах пограничной толщи малотавротинской и яптикшорской свит верхнего ордовика (обн. 108, р. Кожым).

1 – доломит: 2 – микрослойчатый, 3 – волнисто-микрослойчатый, 4 – детртовый, 5 – биотурбированный. 6 – аргиллиты; 7 – разрушенный; 8 – плоскогалеchnый конгломерат; 9 – брекчии; 10 – трещины усыхания; 11 – эрозийная поверхность; 12 – строматолиты; 13 – ракушники с пентамеридами; 14 – табуляты; 15 – строматопороидеи.

Таким образом, установленные вариации $\delta^{13}\text{C}$ в пограничных отложениях малотавротинской и яптикшорской свит в целом совпадают с изотопными кривыми Балтоскандинавии и Северной Америки, что может свидетельствовать об общих глобальных изменениях углеродного цикла и синхронности океанических процессов в морских палеобассейнах в позднем ордовике.

Исследования проведены в соответствии с государственным заданием ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (тема № 122040600008-5).

Литература:

- Безносова Т.М., Майдль Т.В., Мянник П., Мартма Т. Граница ордовика и силура на западном склоне Приполярного Урала // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2011. – Т.19. – No4. – с. 21-39.
- Безносова Т.М., Ключина М.Л. Всесоюзный семинар «Стратиграфия и палеонтология верхнего ордовика и нижнего силура приполярного Урала» // Ежегодник-1987. Свердловск: УНЦ АН СССР. – 1988. – С. 67.
- Жемчугова В.А., Мельников С.В., Данилов В.Н. Нижний палеозой Печорского нефтегазоносного бассейна (строение, условия образования, нефтегазоносность). М.: Изд-во Академии горных наук. – 2001. – 110 с.
- Опорные разрезы верхнего ордовика и нижнего силура Приполярного Урала. Под. ред. В.С. Цыганко, В.А. Чермных. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР. – 1987. – 94 с.
- Першина А.И., Рассказова Н.Б. Малотавротинская свита верхнего ордовика Приполярного Урала // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1976 Института геологии Коми филиала АН СССР. Сыктывкар. – 1977. – с. 29-33.
- Bauert H., Ainsaar L., Põldsaar K., Sepp S. $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy of the Middle and Upper Ordovician succession in the Tartu-453 drillcore, southern Estonia, and the significance of the HICE // Estonian journal of earth sciences. – 2014. – Vol. 63. – No4. – p. 195-200
- Bergström S.M., Young, S Schmitz B. Katian (Upper Ordovician) $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy and sequence stratigraphy in the United States and Baltoscandia: a regional comparison // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2010. – Vol. 296. – p. 217-234.
- Kaljo D., Martma T., Saadre T. Post-Hunnebergian Ordovician carbon isotope trend in Baltoscandia, its environmental implications and some similarities with that of Nevada // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2007. – vol. 245. – p. 138-155.

ПРОБЛЕМЫ ОЦЕНКИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА БИОМИНЕРАЛЬНЫХ КОМПОЗИТОВ В ЖИВЫХ СИСТЕМАХ

Никитенко Е.Д., Озеров Д.А., Лавров А.И., Ворцепнева Е.В.

1 – МГУ им. М.В.Ломоносова, Москва; nikitenkocatia@yandex.ru, ozdm@yandex.ru, lavrovai@my.msu.ru, vortcepeva@gmail.com

Биоминеральные композиты представляют собой сложные гетерогенные системы, в которых неорганические фазы тесно взаимодействуют с органическим матриксом, требуют для своего изучения применения высокоточных аналитических методов. Особую сложность представляет исследование химического состава таких систем *in situ* без существенного нарушения их природной структуры. Энергодисперсионная рентгеновская спектроскопия (EDX), являясь стандартным методом в минералогии, до сих пор не нашла широкого применения в биоминералогии, что связано преимущественно с трудностями пробоподготовки и интерпретации получаемых данных.

Поскольку биологические образцы обладают естественной пористостью, полученные данные EDX-анализа зачастую являются артефактами, поскольку согласно литературным данным, ровная поверхность образца напрямую влияет на точность элементного анализа, так как характеристическое излучение может быть экранировано стенками углублений в материале.

В настоящем исследовании предпринята попытка оптимизации методики EDX-анализа на примере изучения спикул голожаберного моллюска *Onchidoris muricata*. Особое внимание было уделено сравнительному анализу различных методов пробоподготовки. Традиционный метод анализа по сломам, хотя и позволяет быстро получить данные о составе, может приводить к существенным искажениям из-за механических повреждений образца. Альтернативный подход, включающий заливку в эпоксидную смолу с последующей шлифовкой, продемонстрировал значительные преимущества, поскольку позволяет устранить

специфическую пористость объекта, сохранить структурной целостности и избежать артефактов сканирования. Полученные EDX-данные были верифицированы с помощью Рамановской спектроскопии, что позволило не только подтвердить кальцитовую и магнезиально-кальцитовую природу исследуемых спикул, но и выявить локальные вариации их химического состава. Применение методов статистического анализа, в частности иерархической кластеризации, дало возможность выделить три четко различимые группы спикул, характеризующиеся различным соотношением ключевых элементов (Ca, Mg, O, C, Traces (Cl, F)). Интересно отметить, что две из этих групп, обладая сходной слоистой микроструктурой, тем не менее демонстрируют статистически значимые различия в элементном составе, что может указывать на различные стадии процесса минерализации или функциональную специализацию спикул.

Проведенное исследование выявило ряд методических проблем, характерных для EDX-анализа биологических объектов. К ним относятся, прежде всего, артефакты, связанные с дегидратацией образцов, пористостью образца, а также трудности интерпретации данных. Эти ограничения подчеркивают необходимость комплексного подхода, сочетающего EDX-анализ с другими современными методами, такими как Рамановская спектроскопия, сканирующая и просвечивающая электронная микроскопия. Разработанная методика пробоподготовки, основанная на использовании эпоксидной заливки с последующей шлифовкой, показала свою эффективность для минимизации артефактов, достижения ровной поверхности и обеспечения высокой точности измерений. Важным преимуществом данного подхода является возможность сохранения окружающих минерал органических тканей в состоянии, близком к нативному, что открывает новые перспективы для изучения взаимодействия между минеральными и органическими компонентами биоконструктов.

Полученные результаты свидетельствуют о сложных механизмах биологического контроля процессов минерализации у моллюсков. Выявленная гетерогенность химического состава спикул может отражать как преобразование внутренней структуры биоминералов, так и функциональную специализацию различных элементов минерального скелета. Комбинация EDX-анализа с Рамановской спектроскопией и современными методами статистической обработки данных представляет собой мощный инструмент для изучения биоминеральных систем *in situ*.

Проведенная работа по изучению химического состава биоминеральных структур моллюсков с применением современных аналитических методов обладает значительным научным и практическим потенциалом. Настоящее исследование открывает новые перспективы для развития различных направлений науки и технологий, как в фундаментальной биологии и биоминералогии, так и прикладных направлениях (материаловедении, нанотехнологиях, медицине).

Настоящее исследование поддержано грантом РФФИ № 24-24-00028

ОЦЕНКА ХАРАКТЕРИСТИК ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ И МУТНОСТИ ВОДЫ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ КРАСНОЯРСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА)

Никитенкова А.В.¹

1 – Томский политехнический университет, г. Томск;

E-mail - avnikitenkova@yandex.ru

Актуальность использования данных дистанционного зондирования для решения как практических, так и теоретических задач, описывающих процессы, происходящие в окружающих нас экосистемах растёт с каждым годом. Обусловлено это как ростом экологических проблем в окружающем нас мире, так и развитием технологий дистанционного зондирования, с каждым годом предоставляющих более детальные данные как по пространственному разрешению, так и по спектральной детализации. В работе рассматриваются методические подходы к анализу уровней воды в верхней части Красноярского водохранилища, а также анализ зависимости мутности воды, как интегральной характеристики содержания взвешенных веществ, от уровней. Проводимые исследования могут помочь в формировании методики дистанционных изменений в составе вод Красноярского водохранилища, а также основы для прогнозирования изменений в зависимости от уровня режима, во многом формируемого за счёт режимов работы каскада ГЭС на Енисее.

Целью работы было комплексное исследование характеристик мутности воды верховий Красноярского водохранилища в зависимости уровней воды в нём, а также разработка подходов к оценке рассматриваемых параметров средствами дистанционного зондирования.

В качестве исходных данных для выполнения работы использовались материалы съёмки, проводимой в рамках программы LandSat со спутников 8 и 9. В качестве интервала дат были выбраны два года с высокими и катастрофически низкими уровнями воды в Енисее (2021 и 2022 годы), позволяющими оценить изменчивость интересующих нас характеристик за относительно неразрывный период наблюдений. Всего использовалось 16 снимков, критерием выбора которых было отсутствие облачности над территорией исследований, позволяющее полностью идентифицировать водную поверхность, а также оценить её характеристики.

Обработка снимков, а также картографические построения были проведены в среде ArcGIS 10.8 и QGIS 3.42.

В качестве зоны оценки характеристик водной поверхности выбрана буферная зона в 9 км относительно водозабора аала Мохов, расположенного рядом с г. Пригорск. Выбор данной территории в качестве района проведения исследований обусловлен несколькими причинами. Во-первых, это самая верхняя часть Красноярского водохранилища, испытывающая на себе влияние изменений водного баланса территории и достаточно наглядно отражающая его в виде изменений в береговой линии и глубинах водохранилища. Во-вторых, буферная зона построена в пределах территории, охватывающей ряд месторождений подземных вод, приуроченных к аллювиальным отложениям рек Абакан и Енисей, часть из которых активно эксплуатируются для обеспечения населения Абакана и Черногорска качественной питьевой водой.

Для получения данных о береговой линии использовался ближний инфракрасный канал. Подробнее часть данной методики отражена в более ранней работе [Никитенкова, 2025].

Для оценки мутности воды р. Енисей использовался широко применяемый для данного рода оценок индекс мутности (или NDTI - Normalized Difference Thermal Index). Индекс, как следует из названия, характеризует степень снижения величины прозрачности воды из-за наличия неорганических и органических примесей, либо вследствие развития планктона в водном объекте.

Рассчитывается индекс по следующей формуле:

$$NDTI = (RED - GREEN) / (RED + GREEN)$$

Где RED и GREEN – соответствующие спектральные каналы съёмки, в рассматриваемом случае с LandSat 8 [USGS, 2025] – 4 и 3 соответственно. Величина индекса находится в интервале от -1 до 1. Достаточно высокий уровень корреляции измеренных значений мутности воды в реке с величиной NDTI продемонстрирован в работе [Bid, Sumanta, 2019].

Полученные в результате снимков данные с привлечением сведений по уровням воды в водохранилище представлены в табл 1.

Таблица 1. Уровни в Красноярском водохранилище и соответствующие им индексы NDTI.

Дата снимка	Уровень в верхнем бьефе водохранилища	Доля площади акватории, покрытая водой	Величина NDTI
17.07.2021	241,6	0,96	0,0531
02.08.2021	241,81	0,99	0,0534
18.08.2021	242,34	0,92	0,0539
03.09.2021	242,4	1	0,0493
05.10.2021	241,2	0,99	0,0412
07.04.2022	230,78	0,29	0,0273
15.04.2022	231,02	0,24	0,0368
17.05.2022	232,58	0,26	0,0338
10.06.2022	233,95	0,41	0,0603
26.06.2022	233,46	0,37	0,0609
04.07.2022	233,26	0,3	0,0594
12.07.2022	233,21	0,29	0,0546
28.07.2022	233,13	0,3	0,0558
13.08.2022	232,77	0,24	0,0517
22.09.2022	232,17	0,21	0,0456
16.10.2022	232,28	0,21	0,0327

Уровни воды в таблице взяты с временным смещением в 5 дней к дате снимка для компенсации времени добегания. Как показал анализ полученных данных, значимой зависимости величины мутности от уровней воды в водохранилище при высоких уровнях нет. При этом для низких уровней зависимость может быть охарактеризована коэффициентом корреляции порядка 0,62 (величина $R^2=0.73$, рис 1).

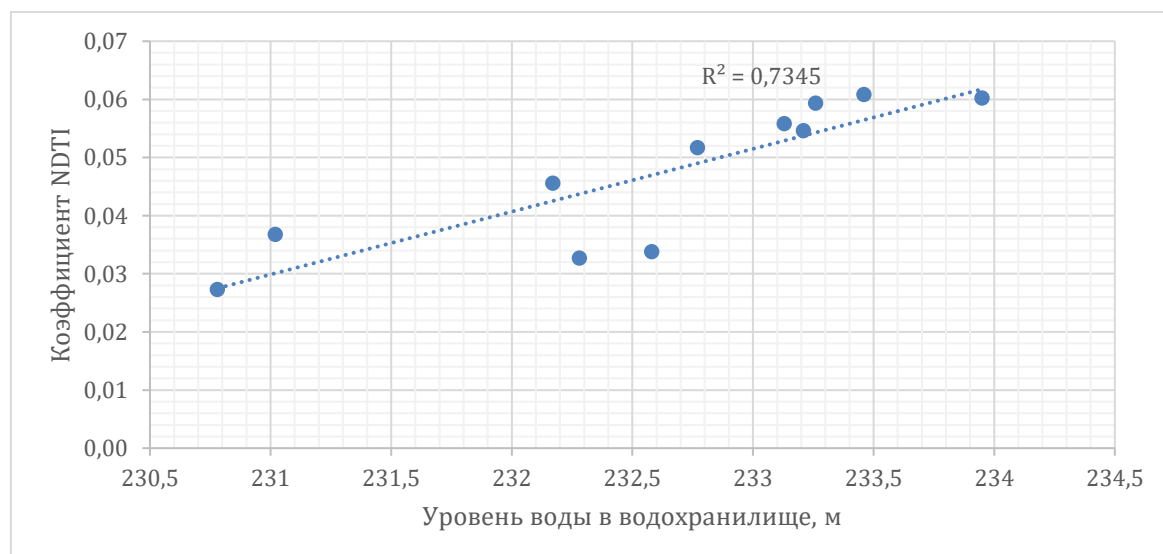


Рис. 1. Изменчивость величины NDTI (мутности) от времени года.

Как видно из графика изменчивости величины NDTI (рис. 2), наибольшая мутность воды в реке приходится на спад воды после весеннего половодья. Затем идёт её плавный спад к летне-осенней межени. При этом большую часть летних месяцев она продолжает сохраняться на достаточно высоком уровне.

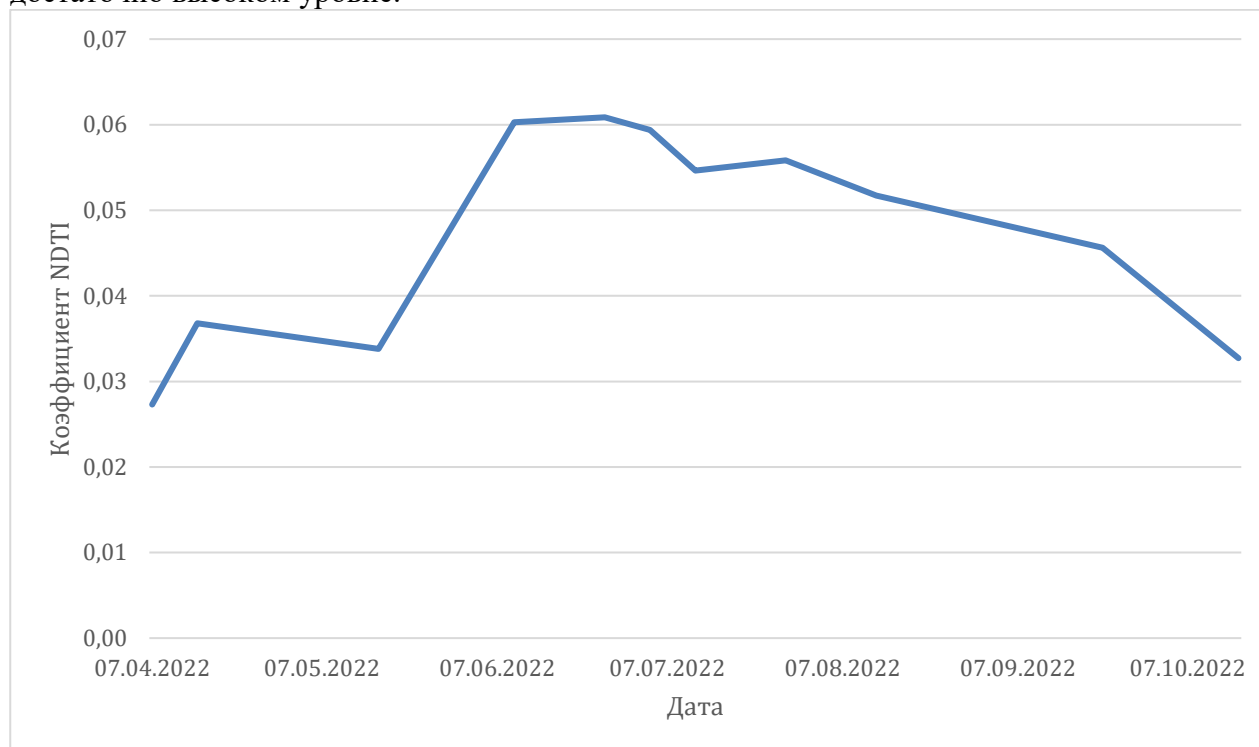


Рис. 2. Изменчивость величины NDTI (мутности) от времени года.

Предложенный подход позволяет на базе исходных данных по космоснимкам в увязке с отдельными фактическими наблюдениями по уровням воды анализировать и в какой-то мере прогнозировать изменчивость мутности воды в реке, что может быть актуально при разработке методов дополнительной подготовки воды при её прямом водозаборе из реки. Дальнейшее развитие подхода планируется за счёт учёта большего числа факторов формирования мутности, доступных для изучения с использованием методов дистанционного зондирования.

Литература:

1. Никитенкова А.В., Никитенков А.Н., Дутова Е.М., Кузеванов К.И. Особенности эксплуатации инфильтрационных водозаборов (на примере Моховского месторождения подземных вод в Республике Хакасия) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2025. Т. 336. № 4. URL: <https://izvestiya.tpu.ru/archive/article/view/5045> (дата обращения: 29.05.2025).
2. ArcGIS Pro [Электронный ресурс]: Галерея индексов. URL: <https://pro.arcgis.com/ru/pro-app/latest/help/data/imagery/indices-gallery.htm> (дата обращения: 29.05.2025).
3. Bid, Sumanta & Siddique, Giasuddin. (2019). Identification of seasonal variation of water turbidity using NDTI method in Panchet Hill Dam, India. Modeling Earth Systems and Environment. 5. 10.1007/s40808-019-00609-8.
4. USGS [Электронный ресурс]: Band designations for the Landsat satellites. URL: <https://www.usgs.gov/faqs/what-are-band-designations-landsat-satellites> (дата обращения: 29.05.2025)

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ АНОМАЛИИ СЕВЕРНОГО ПРОРЫВА БОЛЬШОГО ТРЕЩИННОГО ТОЛБАЧИНСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ (КАМЧАТКА).

Нуждаев А.А.¹, Кузнецов Р.А.¹, Титов Ю.А.², Большаков И.Е.^{1, 3}, Матвеев А.Н.¹

1 – Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, nuzhdaev@gmail.com

2 – Институт аналитического приборостроения РАН, г. Санкт-Петербург

3 – Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва

Большое трещинное Толбачинское извержение (БТТИ) произошло в 1975-1976 гг., было детально описано и задокументировано. Его принято считать одним из наиболее изученных крупных базальтовых извержений 20 века [Федотов, 1984]. Извержение имело два центра Северный прорыв и Южный прорыв. Данная работа посвящена процессам, происходящим на Северном прорыве. В ходе извержения здесь сформировалась серия шлаковых конусов, некоторые из них были разрушены или засыпаны пирокластическим материалом в течение извержения. К моменту завершения наиболее активной фазы извержения Северного прорыва, осталось три крупных конуса высотой до 300 м, получивших собственные названия: Петровый конус, Второй конус (Горшкова) и Третий конус. Из Второго конуса произошло излияние лавового потока, которое привело к частичному разрушению шлакового конуса. Длина сформировавшегося лавового потока более 5 км, ширина во фронтальной части достигает 1,5 км и мощность - 70 м. На протяжении 50 лет, в районе сформировавшихся построек, преимущественно по периметру конусов, фиксировались высокие температуры. В работе [Сопког, 2012] сделано заключение, что на остывание магматического вещества, заполнившего трещину и вышедшего на поверхность, потребуется несколько сот лет. В работе [Андреев, 2006], посвященной температурной аномалии на фронте лавового потока, было высказано предположение о том, что высокие температуры в этой части потока связаны процессами вторичного разогрева, вызванного окислением железа и окислением водорода.

В 2024 году в во время полевых работ с помощью дистанционных методов были получены цифровые модели рельефа и была выполнена площадная температурная съемка. Были составлены схемы распределения температур в районе Северного прорыва БТТИ (Рис. 1). При этом, необходимо отметить, что температуры полученные дистанционными методами являются несколько заниженными. Так результаты измерений температуры с помощью термопары на Первом конусе показали, что максимальные температуры достигают 385 °С, на Втором конусе не превышают 250 °С.

Помимо этого, с помощью мобильного масс-спектрометра MS-200 (разработка ИАП РАН [Титов и др., 2024]) было проведено опробование газов в приповерхностной зоне на участках наибольшего прогрева. Были получены масс-спектры и рассчитаны составы выходящих на поверхность газов.

Полученные данные полевых наблюдений, а также произведенные простейшие расчеты о теплопроводности продуктов извержения позволяют предполагать, что с высокой вероятностью температурные аномалии в районе Северного прорыва БТТИ имеют магматическое происхождение.

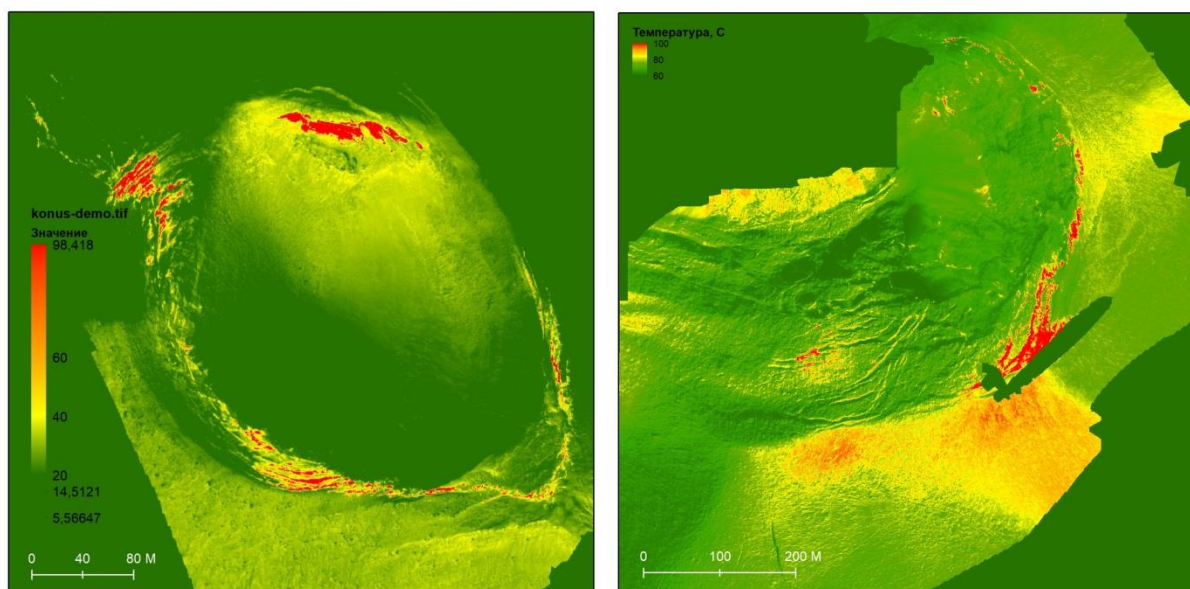


Рис. 1. Схема распределения температур на конусах Северного прорыва БТТИ: а – Первый конус; б – Второй конус

Литература:

- Connor, Charles B., P. C. Lichtner, F. M. Conway, B. E. Hill, A. A. Ovsyannikov, I. Federchenko, Yu Doubik, V. N. Shapar, and Yu A. Taran. Cooling of an igneous dike 20 yr after intrusion. *Geology*, 1997, 25(8), С. 711-714.
- Андреев В. И., Андреев А. В., Самкова Т. Ю., Соболевская О. В. Влияние Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ) 1975-76 гг. на некоторые параметры окружающей среды в течение 30 лет // Вестник Камчатской региональной ассоциации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. – 2006. – № 2(8). – С. 163-176.
- Титов Ю.А., Кузьмин А.Г., Нуждаев А.А., Кузнецов Р.А., Кузьмин Ю.Д. Масс-спектрометрические измерения состава фумарольных газов на конусах Толбачинского дола (Камчатка) Ежегодная всероссийская молодежная конференция «Методы и приборы для анализа биологических проб» АналитБиоПрибор – 2024. Санкт-Петербургский Академический университет им. Ж.И. Алфёрова РАН. – Санкт-Петербург. – Россия. – 2024. – С. 63-65.
- Федотов С.А., Чирков А.М., Разина А.А. Северный прорыв // Большое трещинное Толбачинское извержение (1975 – 1976 гг., Камчатка). М.: Наука, 1984. С. 11 – 75.

ФОРМЫ ЭЛЕМЕНТОВ В ВОДЕ Р. ВИХОРЕВА В ЗОНЕ ПРОМЫШЛЕННЫХ СТОКОВ

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; e-mail oshepkova-anasta@mail.ru

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

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

Река Вихорева - левый приток реки Ангары, впадает в Усть-Вихоревский залив и далее в Усть-Илимское водохранилище. 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.

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.). Далее при развитии промышленной инфраструктуры г. Братск были введены в эксплуатацию БЛПК (в настоящее время АО Группа «Илим») и БрАЗ. Помимо промышленных отходов в р. Вихорева поступают коммунальные стоки г. Братск и г. Вихоревка.

Гидрохимический состав вод р. Вихорева подробно рассмотрен в работе [Долгих, Полетаева, Пастухов, 2024]. Физико-химическое моделирование процессов преобразования форм химических элементов в природно-техногенной системе может быть использовано для более детальной оценки происходящих изменений в их биогеохимических циклах. Для построения физико-химической модели форм миграции элементов (Al, As, Cd, Cu, Hg, Mn, Pb, V, Zn) выбраны две точки наблюдения: до и после промышленных стоков, поступающих в реку с Братской промышленной зоны. Моделирование проведено при помощи программного комплекса Селектор [Чудненко, 2010]. Методом минимизации свободной энергии Гиббса рассчитаны равновесные составы речной воды. Расчеты проводились 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 большому количеству вариантов решений и найти равновесный состав воды. В обсуждении рассмотрим только ряд наиболее интересных элементов. В таблице 1 представлены содержания и результаты расчетов форм миграций микроэлементов в р. Вихорева до и после стоков.

Элементы основного ионного состава (Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+} 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 HCO_3^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} .

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 $\text{Al}(\text{OH})_4^-$, AlO_2^- . Мышьяк находится в водах преимущественно в гидроксидной форме HAsO_4^{2-} и H_2AsO_4^- . Кадмий мигрирует в виде свободного иона, в небольших количествах образует комплексы с OH^+ и Cl^- . По данным моделирования ртуть присутствует в виде труднорастворимой формы HgO^0 . Свинец образует комплекс PbOH^+ .

Изменения на разных участках реки отмечаются для Cu, Mn, V и Zn. Медь мигрирует в формах Cu^{+2} , CuOH^+ . После стоков происходит изменение соотношений форм, и увеличение доли комплекса CuOH^+ . В содержании форм Mn как до стоков, так и после он 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^- , 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.

Сравнительный анализ результатов физико-химического моделирования состава вод р. Вихорева показывает, что поступление сточных вод, приводящее к смене окислительно-восстановительных и кислотно-щелочных условий, определяет комплексообразование элементов с OH^+ , в меньшей степени – с SO_4^{2-} . Наибольшие изменения форм миграции отмечены для Cu, Mn, V и Zn.

Таблица 1

Содержание (мкг/л) и результаты расчетов форм (%) миграций элементов в р. Вихорева

	До стоков	После стоков
pH	8,54	9,02
Минерализация, мг/л	298,96	905,58
As		
Содержание	0,39	0,66
HAsO_4^{-2}	98	99
H_2AsO_4^-	2	1
Al		
Содержание	107,0	110,42
AlO_2^-	36	36
HAlO_2	1	0
$\text{Al}(\text{OH})_4^-$	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
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
V		
Содержание	1,45	3,63
HVO_4^{-2}	75	91
H_2VO_4^-	25	9
Zn		
Содержание	20,69	13,97
Zn^{+2}	44	19
ZnO^0	1	3
ZnOH^+	55	78

В речных водах как до и после 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 и свинец в виде оксидов и гидрооксидов $\text{Al}(\text{OH})_4^-$, AlO_2^- , PbOH^+ . По данным [Линник, Набиванец, 1986], незакомплексованные ионы металлов в водной среде могут быть наиболее токсичными для гидробионтов. Однако такое воздействие возможно только в условиях чрезвычайно высоких концентраций, значительно выше уровней концентраций этих металлов в водах р. Вихорева.

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

Литература:

- 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. - pp. 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 // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 1997. –Vol. 61. – pp. 1359-1412.
- 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 // Ленинград Гидрометеоздат. - 1986. – 138 с.
- Чудненко К. В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения // Новосибирск : Изд-во «Гео». - 2010. – 287 с.

ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩЕЕ СЕРЕБРО И САМОРОДНОЕ ЗОЛОТО Au-Ag МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДУКАТ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

Павлюк Н.С.^{1,2}, Макшаков А.С.¹, Кравцова Р.Г.¹

1 - Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск; artem_m@mail.ru

2 - Иркутский научно-исследовательский институт благородных и редких металлов и алмазов, Иркутск; pavnatse@yandex.ru

Золото-серебряное (Au-Ag) месторождение Дукат по запасам Ag является одним из крупнейших в мире. В нем сосредоточено 17 тыс. т этого металла и 40 т Au [Стружков, Константинов, 2005]. Месторождение находится на территории Омсукчанского рудного района Магаданской области (Северо-Восток России). В структурном отношении оно расположено во внешней Au-Ag зоне Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, в центральной части Балыгычано-Сугойского прогиба. Этот уникальный рудный объект имеет длительную и сложную историю развития. Геологическое строение, минералогия и геохимия Дукатского месторождения наиболее подробно рассмотрены в монографиях [Константинов и др., 1998; Кравцова, 2010].

В формировании руд выделяются два этапа: ранний вулканогенный и поздний вулканоплутоногенный. Основная часть рудной минерализации образована на позднем этапе. Реювенированные под влиянием внедрившейся в позднем мелу гранитоидной интрузии рудные тела представлены, главным образом, жилами и жильными зонами. Они имеют полихронный и полистадийный характер развития. По доминирующему вещественному

составу выделяются несколько их типов. На верхне-среднерудных горизонтах месторождения широко развиты преимущественно Ag руды, представленные, в основном, кварц-родонитовыми, реже кварц-пирролизитовыми жилами и прожилками. На среднерудных горизонтах появляются реювенированные Au-Ag руды в жилах кварц-полевошпат-родонитового состава. На нижнерудных горизонтах преобладают серебро-полиметаллические (Ag-Pb) жильные зоны кварц-родонит-сульфидного состава с хлоритом. Все типы продуктивной рудной минерализации в той или иной степени совмещены в пространстве и имеют смешанный (полиформационный) состав. Первичные нерееювенированные Au-Ag руды, сформировавшиеся на раннем этапе и относящиеся к типичной эпитермальной вулканогенной Au-Ag формации, сохранились лишь в виде реликтов на отдельных участках месторождения.

К главным минералам Au на месторождении относятся золотосодержащее самородное серебро, кюстелит, электрум, крайне редко отмечается собственно самородное золото. Главными минералами Ag являются самородное серебро и акантит, реже встречаются пираргирит, штернбергит, прустит, полибазит, стефанит. Наиболее распространенными сульфидными минералами являются галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, пирротин. Всего на месторождении установлено более 100 минералов. В геохимическом составе реювенированных преимущественно Ag и Au-Ag руд преобладают Ag, Au, Sb, As, Hg, Cu, Pb, Se (Zn, Bi), в составе Ag-Pb руд – Ag, Sb, As, Hg, Cu, Pb, Zn (Se, Bi). В сохранившихся эпитермальных Au-Ag рудах в основном присутствуют Au, Ag, As, Sb, Hg.

Ранее, при исследовании самородного золота, все внимание уделялось, в основном, изучению его типоморфизма [Константинов и др., 1998 и др.]. В то же время данные по его типохимизму практически отсутствовали, даже несмотря на то что изучение особенностей основного и примесного состава золота имеет немаловажное значение как с теоретической, так и с практической точки зрения. Первые результаты, полученные нами при изучении типохимизма самородного золота в самых распространенных на Дукатском Au-Ag месторождении преимущественно Ag рудах, подтверждают важность выбранного направления исследований.

Изучение Au-Ag минералов в преимущественно Ag рудах осуществлялось с помощью бинокуляра, рудных микроскопов Микромед Полар 3 и Nikon Eclipse LV100 POL, а также рентгеноспектрального электронно-зондового микроанализатора Superprobe JXA-8200 (ИГХ СО РАН, г. Иркутск, аналитик Л.А. Павлова). Характеризуя Au-Ag интерметаллиды мы придерживались классификации, основанной на их пробности [Петровская и др., 1976; Boyle, 1979; Петровская, 1993]: золотосодержащее самородное серебро (10–100‰), кюстелит (100–250‰), электрум (250–700‰), самородное золото (700–1000‰).

Полученные нами первые данные показали, что в этих Ag рудах золотины имеют в основном желтовато-серебристый цвет и неровную, бугорчатую, местами шероховатую поверхность. Они образуют выделения самой разнообразной формы: комковатые, округлые, изометричные, дендритовые, уплощенные. Размеры чаще всего изменяются от тонкодисперсных (<10 мкм) до мелких (10–100 мкм). Более крупные частицы (>100 мкм) встречается редко и представлены, в основном, золотосодержащим серебром и кюстелитом, размер которых достигает иногда 1 мм.

Изученные Au-Ag зерна имеют низкую пробность и представлены рядом интерметаллидов: золотосодержащее серебро – кюстелит – электрум пониженной пробности. Первые два преобладают. В большинстве случаев зерна интерметаллидов имеют крайне неоднородный состав и часто состоят из всех членов указанного ряда. Зерна, состоящие преимущественно из одной фазы, редки и представлены кюстелитом. Крупные выделения Au-Ag интерметаллидов имеют пятнистые, мозаично-блоковые и зональные структуры, обусловленные их различной пробностью в пределах одного зерна. Встречаются зерна, в которых наблюдаются комбинации одновременно нескольких структур. Для округлых и изометричных зерен часто характерно зональное строение. Ядерные участки зерен являются более высокопробными. По составу они соответствуют кюстелиту, а иногда электруму

пониженной пробности. Электрум не образует самостоятельных зерен и входит в состав более низкопробных частиц, обрстая кюстелитом и самородным серебром.

В золотосодержащем самородном серебре концентрации Au варьируют в диапазоне 1.03–9.95 мас.% (в среднем 5.16 мас.%). В качестве постоянной примеси оно содержит Te (0.11–0.27 мас.%, в среднем 0.20 мас.%). Очень часто отмечаются (в мас.%) Cu (0.11–0.96, в среднем 0.32), Sb (0.10–0.61, в среднем 0.25) и Hg (0.10–0.54, в среднем 0.24), реже – Pb (0.14–0.24, в среднем 0.18) и Fe (0.14–0.35, в среднем 0.22). В единичных точках установлены (в мас.%) Se (0.12, 0.22), S (0.36) и Bi (0.13). Сумма всех примесей (без учета Au) достигает 1.35 мас.%.

Пробность кюстелита колеблется в интервале от 101 до 225‰ (в среднем 147‰). Также как в золотосодержащем самородном серебре, в кюстелите постоянно отмечается примесь Te (0.10–0.26 мас.%, в среднем 0.17 мас.%). В то же время возрастает частота встречаемости Hg и ее максимальных содержаний. Она отмечена в каждом изученном нами выделении кюстелита, где ее содержания колеблются в интервале 0.10–0.97 мас.% (в среднем 0.35 мас.%). Из других примесей часто встречаются (в мас.%) Sb (0.10–0.39, в среднем 0.20) и Cu (0.10–0.35, в среднем 0.16), крайне редко – Pb (0.13–0.27, в среднем 0.18), в единичных точках – Bi (0.29) и Se (0.20). Сумма всех примесей не превышает 1.23 мас.%.

Изученные выделения электрума имеют низкую пробность – от 274 до 438‰ (в среднем 363‰). В отличие от золотосодержащего серебра и кюстелита его примесный состав более беден. В качестве примеси присутствуют (в мас.%) Te (0.10–0.20, в среднем 0.14), Hg (0.19–0.37, в среднем 0.27), Bi (0.33–0.41, в среднем 0.36) и Cu (0.14–0.20, в среднем 0.17). Реже встречаются (в мас.%) As (0.18–0.20, в среднем 0.19) и Se (0.15–0.17, в среднем 0.16). Сумма всех примесей редко доходит до 0.67 мас.%.

Таким образом, в преимущественно серебряных рудах Au-Ag месторождения Дукаут главными Au-Ag интерметаллидами являются золотосодержащее самородное серебро и кюстелит. Значительно реже встречается электрум пониженной пробности. В их примесном составе выявлены следующие закономерности. Для золотосодержащего серебра характерно максимальное количество примесных элементов (среднее в мас.%): кроме Au, это Te (0.20), Cu (0.32), Sb (0.25), Hg (0.24), Pb (0.18) и Fe (0.22). В единичных точках обнаружены Se, S и Bi. Суммарное содержание всех примесей (без учета Au) также является максимальным – до 1.35 мас.%. В кюстелите количество примесей несколько снижается (среднее в мас.%): Te (0.17), Hg (0.35), Sb (0.20), Cu (0.16) и Pb (0.18). В единичных точках отмечены Bi и Se. Сумма всех примесей составляет менее 1.23 мас.%. Минимальное количество примесных элементов содержит электрум (среднее в мас.%): Te (0.14), Hg (0.27), Bi (0.36) и Cu (0.17), реже встречаются As (0.19) и Se (0.16). Сумма всех примесей не превышает 0.67 мас.%. Элементный состав примесей и уровень их концентраций в золотосодержащем серебре и самородном золоте, в целом, отражают геохимические особенности преимущественно Ag типа руд, которые преобладают на верхне-среднерудных интервалах месторождения.

Важно подчеркнуть, что изучение особенностей типохимизма золота имеет немаловажное значение как с теоретической, так и с практической точки зрения. Как известно, любой минерал, в т.ч. самородное золото, в своем составе и свойствах несет крайне важную информацию о своей генетической природе, и как следствие, является одним из индикаторов условий образования месторождения. В отличие от других минералов, самородное золото является наиболее устойчивым к воздействиям внешней среды. Оно способно длительное время противостоять химическому выветриванию и хрупким деформациям и в результате сохранять эту информацию. В практическом отношении особенности типохимизма самородного золота могут быть использованы в процессе поисковых работ для установления рудно-формационной принадлежности выявленной минерализации, а также служить дополнительным критерием при оценке уровня эрозионного среза рудных зон и прогнозировании оруденения на глубину.

Работа выполнена в рамках государственного задания (проект № 0284-2021-0002) с использованием научного оборудования ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН (г. Иркутск).

Литература:

- Константинов М.М., Наталенко В.Е., Калинин А.И., Стружков С.Ф. Золото-серебряное месторождение Дукат. – М.: Недра. – 1998. – 203 с.
- Кравцова Р.Г. Геохимия и условия формирования золото-серебряных рудообразующих систем Северного Приохотья. – Новосибирск: «Гео». – 2010. – 292 с.
- Петровская Н.В. Золотые самородки. – М.: Наука. – 1993. – 190 с.
- Петровская Н.В., Новгородова М.И., Фролова К.Е., Горшков А.И. Новые данные о составе фаз в неоднородных выделениях самородного золота // Известия АН СССР. Серия геологических наук. – 1976. – № 3. – С. 67-73.
- Стружков С.Ф., Константинов М.М. Металлогения золота и серебра Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. – М.: Научный мир. – 2005. – 320 с.
- Boyle R.W. The geochemistry of gold and its deposits (together with a chapter on geochemical prospecting for the element) // Bull. Geol. Surv. Canada. – 1979. – No 280. – 584 p.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПЕРЕХОДОВ КВАРЦ-СТЕКЛО И КРИСТОБАЛИТ-СТЕКЛО МЕТОДОМ МД. СРАВНЕНИЕ ДВУХ ПОТЕНЦИАЛОВ

Паклин А.С.¹

1 - Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, г. Иркутск, paklin@igc.irk.ru

На практике у кварцевых стёкол, наплавленных из одного кварцевого сырья, но различающегося только фазовым составом, наблюдались различия интенсивностей линий свечения германиевых кислород-дефицитных центров [1,2]. В связи с этим возникло предположение о различии структуры полученных кварцевых стёкол. Чтобы подтвердить данное предположение были применены расчётные теоретические методы. Кроме того, чтобы выяснить насколько близко рассчитанные структуры, полученные методом молекулярной динамики соответствуют структуре, описанной экспериментально, были проведены детальные исследования полученных структур.

Для этого методом молекулярной динамики в программном комплексе LAMMPS с использованием потенциалов BKS и ReaxFF были проведены сравнительные теоретические расчёты плавления высокотемпературной фазы кварца и кристобалита. Структуры кварцевых стёкол были получены путем охлаждения расплава на разных стадиях плавления.

На рис.1 изображены зависимости температуры (фиолетовая линия) и плотности (зеленая линия) от времени для кварца (слева) и для кристобалита (справа). Решетка высокотемпературного кварца оказалась устойчивой при температуре 4500 К, поэтому температуру нагрева повысили до 4900К (для расчётов потенциалом BKS). Для расчётов плавления кварца и кристобалита реактивным потенциалом (ReaxFF) температуры, при которых кристаллическая решётка разрушалась были ниже (4050 К и 4000 К для кварца и кристобалита соответственно). Красными кругами выделены области, в которых производились исследования процесса разрушения кристаллической решетки кварца и кристобалита. Внутри этих областей были проведены исследования промежуточных состояний структуры в процессе плавления кварца и кристобалита.

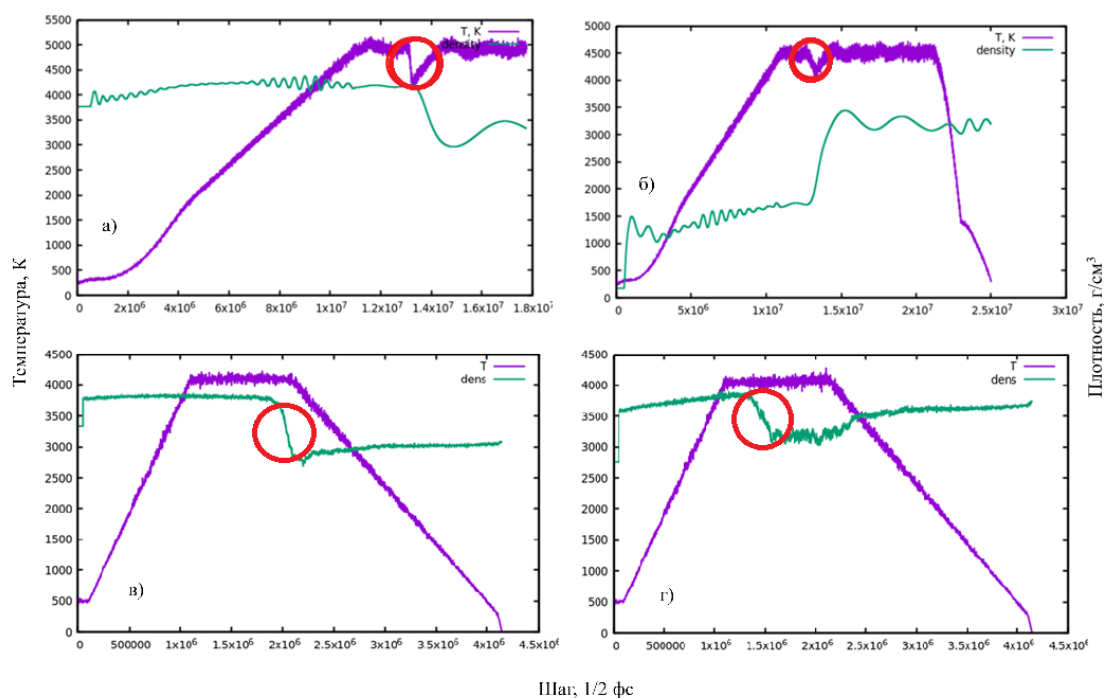


Рис.

1. Графики зависимости температуры и плотности от времени в процессе плавления фазы кварца (слева) и фазы кристобалита (справа) для кварца (а, в), для кристобалита (б, г), верхний ряд – расчёт BKS, нижний ряд – расчёт ReaxFF.

Для того, чтобы наблюдать за диффузией атомов на протяжении расчётов молекулярной динамики, был организован регулярный (каждые 1000 шагов МД) вывод величины среднего квадрата отклонения (СКО) атомов от своих начальных позиций. Усреднение производилось отдельно для атомов кислорода и кремния. Для нахождения коэффициента диффузии была продифференцирована аналитическая функция, описывающая изменение величины СКО.

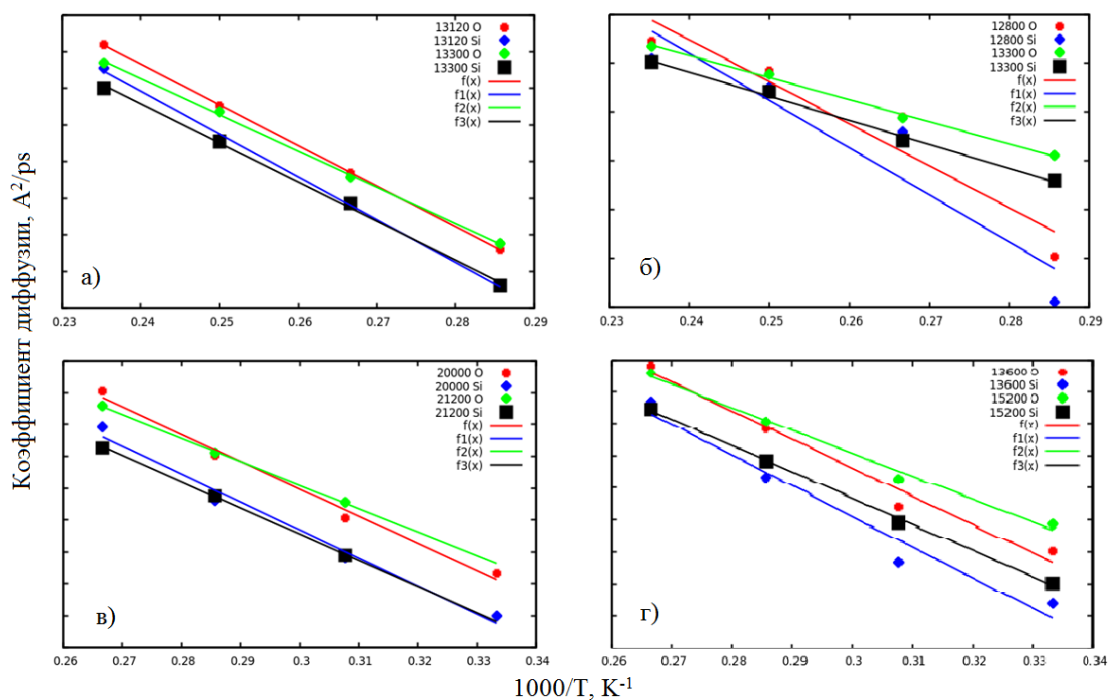


Рис. 2. Диаграммы Аррениуса для кварца (а, в), для кристобалита (б, г), верхний ряд – расчёт BKS, нижний ряд – расчёт ReaxFF.

Данные диффузии при различных температурах плавления позволили построить диаграммы Аррениуса (рис.2.) и рассчитать энергии активации диффузии. Энергии активации диффузии атомов кислорода для расплавов кварца и кристобалита, рассчитанные с использованием потенциалов BKS и ReaxFF приведены в таблице 1.

Таблица 1. Таблица энергии активации диффузии для Кислорода и Кремния получившиеся из расчётов потенциалами BKS и ReaxFF.

	$E_{O^A}, \text{эВ}$	$E_{Si^A}, \text{эВ}$	$E_{O^A}, \text{эВ}$	$E_{Si^A}, \text{эВ}$
	BKS		ReaxFF	
кварц	4,26	4,59	3,17	3,54
кристобалит	3,89	4,24	3,07	3,52

Первый сравнительный параметр, который может дать информацию о структуре формируемого расплава — функция радиального распределения. Положение пиков функции радиального распределения у кварца и кристобалита различно в соответствии положением атомов в соответствующих узлах кристаллических решеток. Поведение функции радиального распределения для фазы кварца и фазы кристобалита обладает сходством. Графики функции радиального распределения, полученные из снимков системы в процессе плавления показывают постепенное разрушение исходной кристаллической структуры за пределами кремний-кислородного тетраэдра. На рис.3 видно, что первый и второй пики, отвечающие за связи Si-O и O-O соответственно явно выражены, как в кристаллическом, так и в аморфном кремнезёме. В процессе плавления острые пики на длинах связей Si-Si уширяются, а пики, отвечающие за связи второго и третьего кристаллического окружения постепенно размываются, то есть происходит постепенное разрушение кристаллической решётки.

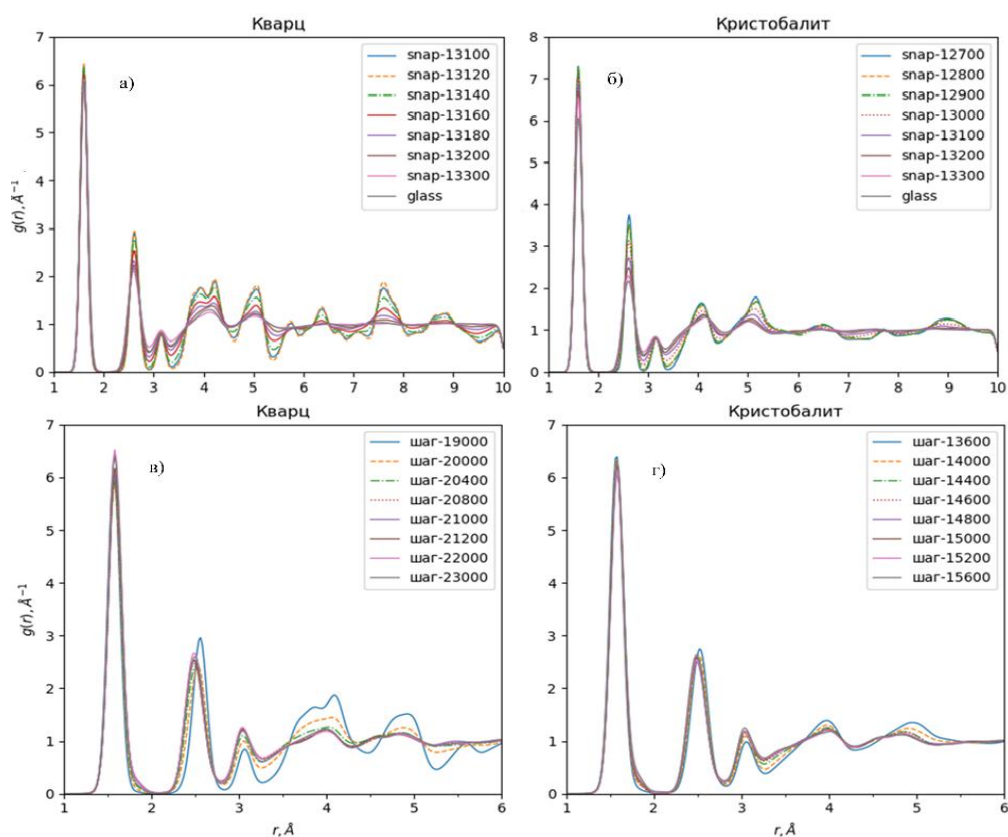


Рис. 3. Графики функции радиального распределения в процессе плавления кварца (а, в), кристобалита (б, г), верхний ряд – расчёт BKS, нижний ряд – расчёт ReaxFF.

Постепенное разрушение кристаллической структуры кварца и кристобалита также демонстрируют графики функции углового распределения углов $Si-O-Si$ (рис. 4).

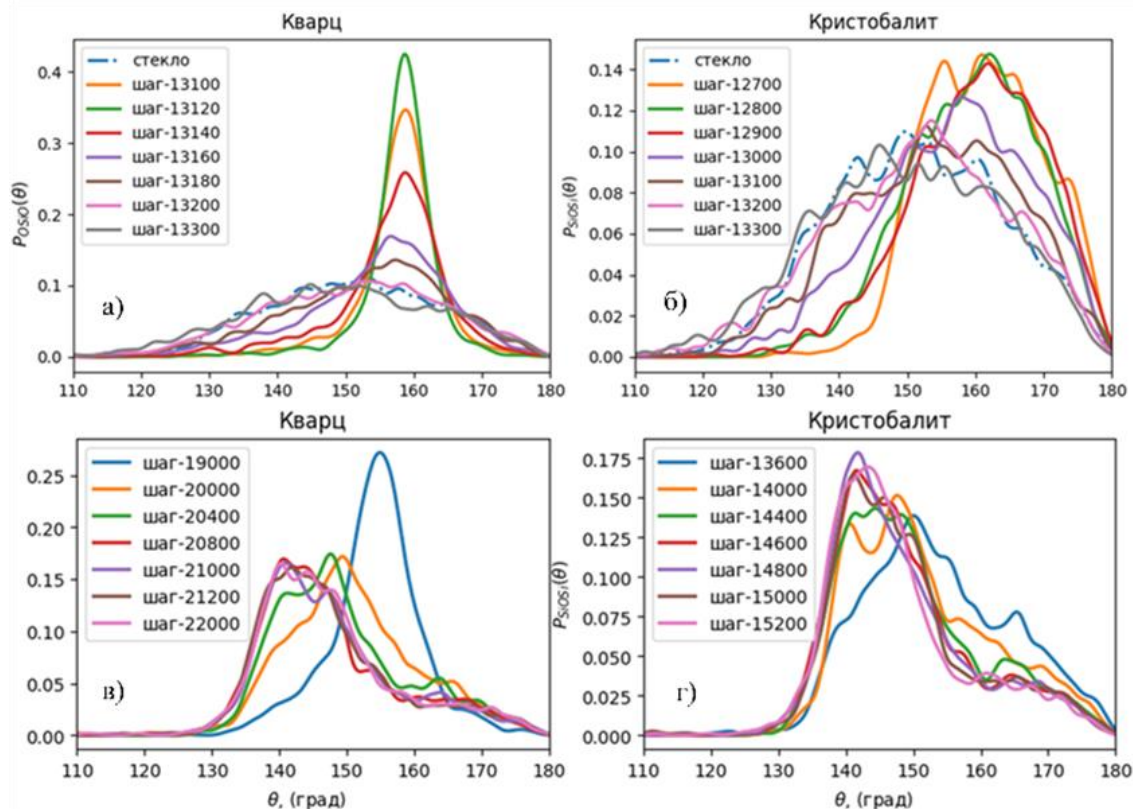


Рис. 4 Графики функции углового распределения между тетраэдрами ($Si-O-Si$) в процессе плавления (после релаксации системы) кварца (а, в), кристобалита (б, г), верхний ряд – расчёт BKS, нижний ряд – расчёт ReaxFF..

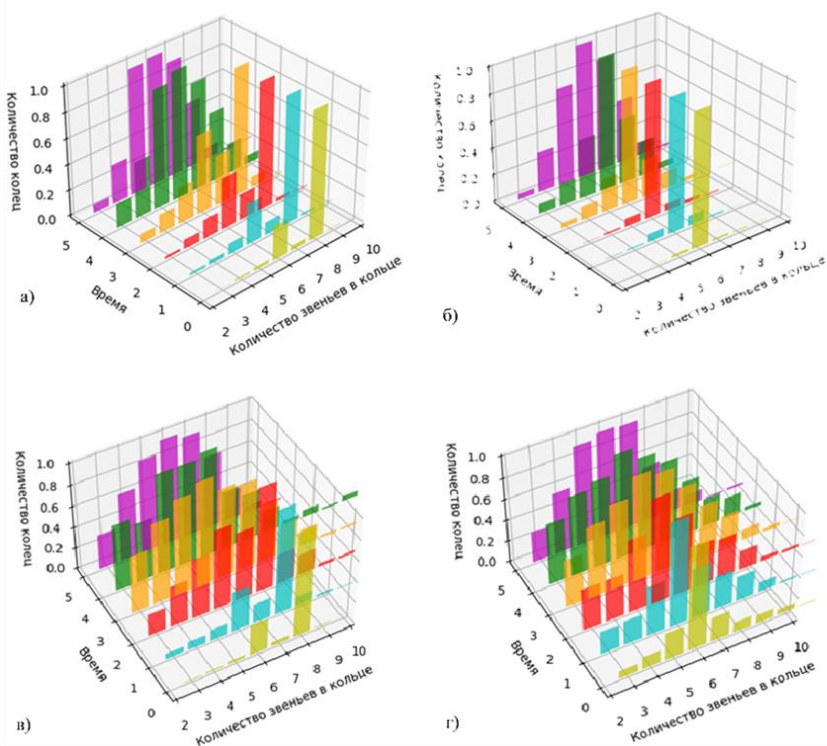


Рис. 5. Гистограммы статистики распределения колец для промежуточных и конечных структур в процессе плавления кварца (а, в), кристобалита (б, г), верхний ряд – расчёт BKS, нижний ряд – расчёт ReaxFF..

Угол $O-Si-O$ принадлежит к тетраэдрам структуры постоянен и равен 110° для обеих исходных структур, что соответствует литературным данным о структуре кремний-кислородного тетраэдра ($109,5^\circ$). Углы $Si-O-Si$ между тетраэдрами в кристаллической решетке высокотемпературного кварца равны 155° с повышением температуры при начале плавления перераспределяются в интервале от 120° до 180° . У кристобалита углы $Si-O-Si$ равны 180° ; при повышении температуры острый пик смещается на 20° ниже и уширяется, далее наблюдается точно такое же поведение, как у кварца. В структуре кварцевого стекла можно выделить кольцевые группировки или К-кольца (кольца Кинга), которые показывают топологию сетки тетраэдров. Структура высокотемпературного кварца содержит два типа колец: шестичленные и восьмичленные, а структура кристобалита состоит только из восьмичленных колец.

Литература:

Garmysheva T. et al. Luminescence of ODC (II) in quartz and cristobalite glasses //Journal of Non-Crystalline Solids. – 2022. – Т. 575. – С. 121199.

Garmysheva T. Y. et al. Luminescence of Oxygen-Deficient Centers in Quartz Glasses //Glass Physics and Chemistry. – 2022. – Т. 48. – №. 3. – С. 232-235.

СУЛЬФИДЫ ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАЛЛОВ: КОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ СВОЙСТВА И ДИНАМИКА РЕШЕТКИ

Панкрушина Е.А.¹, Рогинский Е.М.², Чареев Д.А.³, Печурин М.С.¹, Вотяков С.Л.¹

*1 – Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН,
г. Екатеринбург; E-mail - lizaveta.94@list.ru*

2 – Физико-технический институт им. А.Ф. Иоффе РАН, г. Санкт-Петербург

*3 – Институт экспериментальной минералогии им. академика Д.С. Коржинского РАН,
г. Черноголовка*

В последние годы активно развивается новое научное направление «инженерия ангармоничности» как область изучения механизма регулирования тепловых свойств с целью достижения необходимых характеристик материалов. Это направление находится на стадии формирования; много вопросов остается открытыми, в частности, предметом обсуждения является количественная оценка модовых параметров Грюнайзена как мера ангармоничности, состояния химической связи в кристаллах и др. Развитие концепции фононной инженерии ангармоничности сульфидов и ее подходов, таких как описание фононных спектров, их зависимости от температуры, давления и других внешних факторов, являются определяющими при объяснении механизмов теплового расширения, теплопроводности и в целом при объяснении свойств материалов.

Цель работы – в рамках развития научного направления инженерии ангармоничности на примере синтетических KIn_5S_8 , $RbIn_5S_8$, $CsIn_5S_8$ изучить проявления динамических и термодинамических свойств в рамановской спектроскопии за рамками гармонической модели. Для понимания фононного ангармонизма необходим анализ локальной структуры материала, его термической и барической эволюции и определения диапазонов стабильности, электронной структуры. Подобные данные необходимы при анализе свойств

термоэлектриков, сегнетоэлектриков, мультиферроиков и т.д. В связи с важностью явления фононного ангармонизма для современных материалов необходимо всесторонне подойти к их изучению.

В рамках работы, впервые экспериментально, при поддержке *ab initio* расчётов, получены рамановские спектры монокристаллов MIn_5S_8 ($M = K, Rb, Cs$), изучено их барическое и термическое поведение в диапазоне давлений до 10 ГПа и температур от 83 до 773 К. Для оценки природы фононных мод MIn_5S_8 ($M = K, Rb, Cs$) были рассчитаны их динамические свойства (фононные спектры в центре зоны Бриллюэна, дисперсии фононных ветвей). В рамках квазигармонического приближения (QHA) для MIn_5S_8 ($M = K, Rb, Cs$) от 0 до 1000 К получены коэффициенты термического расширения и объёмные модули упругости. Получены значения для теплопроводности κ_L , обусловленной фонон-фононным взаимодействием, составляющие 0.41, 0.27, 0.93 Вт/(м·К) для KIn_5S_8 , $RbIn_5S_8$, $CsIn_5S_8$, соответственно. Такая низкая κ_L $RbIn_5S_8$ связана, вероятно, с большим фонон-фононным взаимодействием в кристаллической решетке. Дальнейшие исследования будут направлены на установление степени влияния каждой фононной ветви на общую решеточную теплопроводность, что позволит установить способы управления тепловыми характеристиками.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РНФ, проект №24-73-00009.

ОБЗОР ТЕХНОЛОГИЙ БРИКЕТИРОВАНИЯ ЗАМАСЛЕННОЙ ОКАЛИНЫ

С.Н.Першин^{1,2}, В.В.Кондратьев³

1 - Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук, г. Иркутск (аспирант, специальность «Геоэкология»);

2- ПАО «Северсталь», г. Череповец (ведущий эксперт - исследования вторичных ресурсов); E-mail: sn.pershin@severstal.com

3 Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук, г. Иркутск; E-mail: imz@mail.ru

Введение. В настоящее время наблюдается активное развитие технологий, направленных на экономию ресурсов и повышение энергоэффективности. Внимание общества сосредоточено на вопросах переработки отходов, рационального использования природных ресурсов и снижения негативного воздействия на окружающую среду. Проблема своевременной переработки отходов стала особенно актуальной в промышленных регионах, где крупные предприятия горно-металлургического комплекса, являясь основой экономики, негативно влияют на экологическую ситуацию и здоровье местных жителей, находясь в непосредственной близости к жилым зонам.

Рециклинг промышленных отходов не только помогает решить указанные проблемы, но и способствует улучшению экономических показателей производства за счет использования вторичного сырья. По содержанию ценных компонентов такие отходы могут успешно конкурировать с первичными материалами, что делает их важным источником сырья для черной металлургии и других отраслей. Одним из таких отходов является замасленная окалина. Одним из эффективных методов переработки мелкодисперсных железосодержащих отходов является брикетирование. Этот процесс способствует увеличению производительности металлургических агрегатов, расширению сырьевой базы металлургии, а

также экономии топлива и энергии. Литературный обзор проводился путем обработки, анализа и обобщения данных из открытых источников сети Internet.

Основная часть. Исследования по брикетированию шихты, состоящей из железосодержащих отходов металлургического производства, в числе которых была замасленная окалина, были выполнены в Донецком национальном техническом университете в 2019 году. Сырьем для производства брикетов была смесь, состоящая из пыли газоочисток доменного производства, замасленной окалины, печной окалины. В качестве связующего вещества были использованы известковая мука, жидкое стекло, лигносульфонат, доменный шлак, шлак производства силикомарганца, связующее СБ (отход нефтепереработки), угольный пек, цемент. Брикетыв изготавливались на лабораторном роликовом прессе под давлением до 700 кг/см^2 и вручную. Лучшую прочность на сжатие, $100 - 130 \text{ кг/см}^2$, показало использование связующего СБ, в количестве 10%, при усилии прессования 700 кг/см^2 . Также брикетыв были подвергнуты термической обработке, высокотемпературные испытания изготовленных брикетов показывают, что начальная и конечная температуры размягчения брикета составляют 880 и 1000°C соответственно, брикет сохраняет свою форму после обжига при 1240°C . Содержание $\text{Fe}_{\text{мет}}$ в обожженном брикете составляет $68,7 - 91,2\%$. Степень металлизации составляет $74 - 87,6\%$ [Корчевский, 2019].

В 2023 году в Волгоградском государственном техническом университете проведены исследования о применении замасленной окалины в составе окалиноуглеродного брикетированного шихтового материала. Перед брикетированием исследователи проводили отмывку окалины различными моющими веществами, затем отмывку водой и затем выполняли сушку. Технологическая схема изготовления брикетов включает в себя следующие этапы: шихтовка, формование, сушка и обжиг. Шихта для брикетирования включала в себя следующие компоненты – замасленная окалина, электродный бой, связующее вещество, водный раствор жидкого стекла. Сушку проводили при температуре 200°C в течение 2 часов, после сушки восстановительный обжиг при температуре 800°C , выдержка 1 час, охлаждение материала вместе с печью. Полученный после обжига сплав содержит $\text{Fe}_{\text{общ}} - 98 - 98,42\%$ [Гоник, 2023].

В Бразилии в 2020 году учеными проведены исследования по брикетированию окалины и колошниковой пыли. Шихта для брикетирования состояла из смеси окалины и колошниковой пыли, в качестве связующего использовали цемент. Варьировали содержание окалины и пыли для изменения соотношения С/О от 0,25 до 0,75, с шагом 0,25. Схема изготовления брикетов включает в себя следующие этапы: сушка окалины и пыли при 105°C в течение 12 часов, смешение со связующим и с водой, прессование на гидравлическом прессе с усилием прессования 625 МПа. После прессования брикетыв отверждали при комнатной температуре в течение недели. Прочность брикетов на сжатие составляла $160 - 190 \text{ Н/брикет}$ [Mauricio, 2020].

Известна технология брикетирования замасленной окалины с углеродсодержащим материалом на гидравлическом прессе, с использованием крахмала в качестве связующего вещества, разработанная в Индии в 2021 году. Брикет используется для получения железа прямого восстановления [Dutta, 2021].

В 2009 году в Швеции учеными разработана технология, позволяющая вовлекать в брикет 45% замасленной окалины. В качестве связующего исследователи использовали известь, мелассу и углеродсодержащий материал. Получаемые брикетыв предполагается использовать в дуговой сталеплавильной печи или индукционной печи, в количестве 1% от массы металла [Qixing, 2009].

Известна экспериментальная технология, которая позволяет вовлечь в состав брикета замасленную окалину. Масло из окалины удаляли путем ее промывки в суспензии известкового молочка, с последующей сушкой при 150°C в течение одного часа. Приготовление брикетируемых смесей и изготовление брикетов осуществляли в следующей последовательности: измельчение компонентов, просеивание, смешивание, смачивание жидким стеклом, добавление многокомпонентного связующего $\text{SiO}_2\text{--B}_2\text{O}_3\text{--CaO--K}_2\text{O}$,

прессование с усилием 10 МПа на гидравлическом прессе и сушка при температуре 150 °С. Получаемые брикеты плавят в электропечи, в результате установлено, что использование брикета с флюсующими добавками увеличивает количество шлака при плавке и значительно снижает количество фосфора в полученном металле [Гоник, 2013].

В 2005 году авторы предложили способ получения брикета для металлургического производства. Брикеты, полученные данным способом предлагается использовать для выплавки чугуна, стали и ферросплавов. Сущность изобретения заключается в следующем: смешивание железосодержащих мелкодисперсных отходов, углеродсодержащей мелочи и связующего, в качестве которых использованы компоненты заявляемого брикета, а именно: замасленная окалина - 15-35%, известь - 5-10%; углеродсодержащая мелочь - 5-15%; железосодержащие мелкозернистые отходы (смесь пыли газоочисток сталеплавильного производства и мелкого магнитного продукта, извлеченного из сталеплавильных шлаков, в соотношении 1:12) - 40-75%, последующее прессование и выдержку брикетов, а после прессования брикеты выдерживают во влажной среде в течение 20-25 часов [Лосев, 2005].

Выводы. Существует множество технологий брикетирования замасленной окалины, у каждой есть свои преимущества и недостатки. Брикетирование замасленной окалины остается актуальным процессом. Многие технологии требуют высокое усилие прессования, высокую долю связующего, термообработку брикета, что значительно удорожает процесс брикетирования. Следовательно, снижение усилия прессования, снижение доли связующего вещества и исключение термообработки, при сохранении прочностных характеристик брикетов, могут эффективно улучшить технологию брикетирования.

Литература:

- Dutta S. K. Utilization of Mill Scale by Producing Composite Briquette // JPC Bulletin on Iron & Steel. – 2021. - №11 – P. 13-18
- Maurício C. Bagatini, Thiago Fernandes, Rubia Silva, Douglas Felipe Galvao, Ismael V. Flores. Mill scale and flue dust briquettes as alternative burden to low height blast furnaces // Journal of Cleaner Production. – 2020. - №10 – P. 124332.
- Qixing Yang, Nils Holmberg, Bo Björkman. EAF Smelting Trials of Waste-Carbon Briquettes at Avesta Works of Outokumpu Stainless AB for Recycling Oily Mill Scale Sludge from Stainless Steel Production // Steel Research International. – 2009. - Vol. 80, no 6 - P. 422-428
- Гоник И. Л., Бондарева О. П., Седов Э. В., Саяпин А. С., Петренко О. А. О применении замасленной окалины в составе окалиноуглеродного брикетированного шихтового материала // Известия Волгоградского государственного технического университета. – 2023. - № 7. – С. 52-55.
- Гоник И. Л., Новицкий Н. А., Соловьев В. А., Использование замасленной окалины для производства брикетированного шихтового материала // Черные металлы. – 2013. – № 7. – С. 20 - 23.
- Корчевский А. Н., Звягинцева Н. А. Экспериментальные исследования технологии брикетирования железосодержащих отходов металлургического производства // Горный информационно-аналитический бюллетень. – 2019. – № 9. – С. 122–130.
- Патент 2317341. Российская Федерация, МПК C22B1/245. Брикет для металлургического производства и способ его получения: № 2005137501/02: заявл. 01.12.2005: опубл. 20.02.2008 / В. В. Лосев, Е. Н. Щербаков, А. С. Дегай, М. В. Зуев, Ю. В. Сорокин, Б. Л. Демин. – 7 с.

РЕНТГЕНОФЛУОРЕСЦЕНТНОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОСТАВА ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД БУРАЕВСКОЙ ЗОЛОТОНОСНОЙ ПЛОЩАДИ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Петрова А.Н., Черкашина Т.Ю.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск; arinanikolayevna@mail.ru

При поиске полезных ископаемых на малоизученных территориях ключевая задача — выявление рудопроявлений. На юге Сибирской платформы обнаружены золотоносные площади, перспективные на карлинский тип оруденения, включая Бураевскую (участки Дундай, Грязнушка, Муринский). Поскольку элементы-спутники золота указывают не только на тип минерализации, но и токсичны для окружающей среды, актуально изучать территорию и с эколого-геохимической точки зрения. Для карлинского типа золотого оруденения характерны элементы-спутники, такие как As, Ba, Zn, Cu, Cr и др. Согласно классификации ГОСТ 17.4.1.02-83, эти элементы относятся к I–III классам опасности. Особую актуальность это приобретает из-за близости населенных пунктов, промышленных предприятий и сельскохозяйственных земель, где аномальные концентрации токсичных элементов могут угрожать экосистеме и здоровью людей [Четвертаков и др., 2021].

В данной работе для определения концентраций редких и рассеянных элементов (Cr, V, Ni, Zn, Cu, Ba) в образцах осадочных горных пород, отобранных на Бураевской площади юга Сибирской платформы, использован метод волнодисперсионного рентгенофлуоресцентного анализа (РФА ВД). Измерения проводили с помощью спектрометра S8 TIGER (Bruker AXS, Германия) со встроенным программным обеспечением SPECTRA^{plus}. Измельченные до состояния пудры порошки проб прессовали на подложке из борной кислоты. Для построения градуировочных функций использованы стандартные образцы (СО) осадочных горных пород (СГХ-1, -3, -5, СГХМ-1, -2, -3, -4, -5).

Для оценки результатов РФА проведены метрологические исследования. В таблице 1 приведено сравнение результатов РФА с аттестованными значениями содержаний определяемых элементов для СО СГХМ-3.

Таблица 1. Сравнение результатов РФА с аттестованными значениями содержаний определяемых элементов для СО СГХМ-3.

Стандартный образец		Элемент	Аттесто- ванное значение $\pm \Delta$, мг/кг	Измерен- ное значение \pm SD*, мг/кг	RPD , %	Предел обнаруже- ния, мг/кг
Наименование	СГХМ-3	Cr	28 \pm 3	31 \pm 1	10.7	2
	карбонатно- силикатное рыхлое отложение	Ni	19 \pm 3	19 \pm 1	1.1	1
Номер по Госреестру	ГСО 3485-86	Cu	260 \pm 20	229 \pm 1	11.8	1
		V	70 \pm 10	79 \pm 2	12.7	2
Изготовитель	Россия, ИГХ СО РАН	Zn	140 \pm 10	137 \pm 1	2.1	1
		Ba	350 \pm 60	335 \pm 1	4.2	8

*SD – стандартное отклонение между тремя параллельными измерениями.

Из таблицы 1 видно, что относительное расхождение между аттестованными и измеренными значениями концентраций определяемых аналитов (RPD) для Ni, Zn, Ba составило 1–4 %; для Cr, Cu, V – 9–13 %. Полученные значения пределов обнаружения находятся в диапазоне 1–2 мг/кг, за исключением бария (Ba), для измерения которого используется менее интенсивная L-серия.

Для проверки правильности результатов РФА использовали метод масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС). Измерения проводили на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7900 (Agilent Technologies Inc., США). Для подготовки проб использовали сплавление с метаборатом лития по методике [Panteeva et al., 2003]. В таблице 2 представлено сравнение результатов определения Cr, Ni, Cu, V, Zn, Ba, полученных методом РФА ВД, со значениями, полученными методом ИСП-МС. Для оценки систематического расхождения между результатами измерений в выборках использовали t-критерий Стьюдента.

Таблица 2. Сравнение результатов определения Cr, Ni, Cu, V, Zn, Ba, полученных методом РФА ВД, со значениями, полученными методом ИСП-МС

Элемент	Диапазон содержаний (n = 21), мг/кг			t расч.	V, %
<i>Cr</i>	19	-	200	-1.47	15
<i>Ni</i>	24	-	72	1.90	16
<i>Cu</i>	17	-	70	0.77	14
<i>V</i>	41	-	213	0.67	13
<i>Zn</i>	11	-	139	-1.55	12
<i>Ba</i>	143	-	1376	1.80	13

В таблице 2 показано, что расчетное значение t-критерия меньше табличного значения $t(0.05, 21) = 2.08$, что свидетельствует о том, что расхождение между результатами РФА и ИСП-МС носит случайный характер для всех рассматриваемых элементов. Значения коэффициента вариации (V), характеризующего расхождение между результатами РФА и ИСП-МС, составили 12-16 %.

На основании оцененных метрологических характеристик можно сделать вывод, что методика РФА ВД позволяет проводить экспрессное количественное определение концентраций элементов-спутников золота (Cr, Ni, Cu, V, Zn, Ba). Данная методика была использована для изучения особенностей состава осадочных горных пород в пределах Бураевской золотоносной площади.

В таблице 3 приведены диапазоны содержаний элементов, полученных для трех участков: уч. Дундай (мергель и суглинок), уч. Грязнушка (доломит), уч. Муринский (туфопесчаник).

Таблица 3. Сравнение значений содержаний элементов с кларком земной коры

Элемент	Диапазон содержаний (n = 12) уч. Дундай	Диапазон содержаний (n = 2) уч. Грязнушка	Диапазон содержаний (n = 7) уч. Муринский	Кларк элемента в земной коре
	мг/кг			
<i>Cr</i>	19 - 160	179 - 181	30 - 200	35
<i>Ni</i>	24 - 71	46 - 47	46 - 72	38
<i>Cu</i>	17 - 57	69 - 70	31 - 49	32
<i>V</i>	41 - 213	81 - 82	73 - 155	53
<i>Zn</i>	31 - 139	49 - 53	11 - 100	52
<i>Ba</i>	143 - 1041	1041 - 1376	302 - 1376	668

Сравнение полученных значений концентраций Cr, Ni, Cu, V, Zn и Ba для исследуемых участков с их кларковыми содержаниями в верхней части континентальной земной коры

показало их превышение относительно кларка элемента (Табл.3). Для дальнейшего исследования необходимо применять геохимические методы.

Полученные результаты подчеркивают важность комплексного подхода, сочетающего применение аналитических (РФА, ИСП-МС) и геохимических методов исследования вещества, для изучения современного эколого-геохимического состояния окружающей среды.

Литература:

- Billets S. Innovative Technology Verification Report. XRF Technologies for Measuring Trace Elements in Soil and Sediment. – 2006. – 208 p.
Klockenkämper R., Von Bohlen A. Total-Reflection X-Ray Fluorescence Analysis and Related Methods // New Jersey: John Wiley & Sons, Inc. – 2014. – 519 p.
Panteeva S.V., Gladkochoub D.P., Donskaya T.V., Markova V.V., Sandimirova G.P. Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion // Spectrochimica Acta. Part B: Atomic Spectroscopy. 2003. Vol. 58(2). P. 341–350.
Четвертаков И.В., Иванов А.В., Михеева Е.А., Чикишева Т.А., Якич Т.Ю. Перспективы коренной золотоносности юга Сибирской платформы по результатам изучения морфо-геохимических особенностей шлихового золота // Отечественная геология. 2021. – Т. 1. – С. 97–114.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ЗОЛОШЛАКОВЫХ ОТХОДОВ СЛОЕВОГО СЖИГАНИЯ УГЛЕЙ

Писарева А. А.¹, Шимкунас Я. М.², Лавриненко А. А.³

1 – Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования Российский химико-технологический университет им. Д. И. Менделеева, Москва, anastndrvn@mail.ru

2 – Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт проблем комплексного освоения недр им. академика Н. В. Мельникова Российской академии наук, Москва, nps10250@gmail.com

3 – Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт проблем комплексного освоения недр им. академика Н. В. Мельникова Российской академии наук, Москва, lavrinenko_a@ipkonran.ru

Накопленные отходы от сжигания углей - золошлаковые отходы (ЗШО) -составляют, по разным подсчетам, не менее 1,3-1,5 млрд т. Доля их утилизации, согласно Энергетической стратегии России, должна составить 50 % к 2036 году и 90% к 2050 году. Целесообразность осуществления способов утилизации ЗШО определяется в зависимости от состава и свойств конкретных золошлаковых отходов. Состав золошлаковых отходов определяется, главным образом, составом исходных углей, который, в свою очередь, зависит от петрографического состава (происхождения исходной растительности и особенностей образования угля под влиянием внешних факторов), степени метаморфизма (возраста) угля, состава песчано-глинистых минеральных примесей. Другими важными факторами, влияющими на состав золошлаковых отходов, являются температура сжигания угля, способ сжигания и аппаратное оформление процесса сжигания, виды устройств золоулавливания, способы золошлакоудаления и транспортировки в золошлакоотвал или золохранилище. Слойовой способ сжигания углей интересен с точки зрения возможности концентрирования в них некоторых ценных микроэлементов [Рашевский, 2010], в связи с чем актуальным является анализ минерального состава золошлаковых отходов, получаемых при слоевом сжигании.

Объектами исследования выступили три образца золошлаковых отходов, полученных при слоевом сжигании различных видов углей (Табл.1).

Таблица 1. Характеристика ЗШО слоевого сжигания углей

№ образца ЗШО	1	2	3
Вид угля	Каменный (коксуемый)	Бурый	Каменный (энергетический)
Зольность угля, %	19,3	9,0	23,7
Температура сжигания, 0С	1300	1145	1230

В работе для исследования элементного состава золошлаковых отходов применяли рентгенофлуоресцентный анализ основных элементов, масс-спектроскопию с индуктивно связанной плазмой для анализа примесных элементов. Анализ углерода проводили методом сжигания с последующим детектированием инфракрасной спектроскопией в виде диоксида углерода. Минерально-фазовый состав образцов исследовали методом рентгеновской дифракции. Морфологический состав определяли методами оптической и электронной микроскопии. Гранулометрический состав характеризовали методом ситового анализа.

Анализ гранулометрического состава образцов показал, что для образца № 1 характерно преобладание крупных классов (более 2,5 мм – 12,4 %, -2,5+1 мм – 18 %, -0,63+0,315 мм – 15,6 %), аналогично для образца № 2 (более 2,5 мм – 18,2 %, -2,5+1 мм – 17,4 %, -0,63+0,315 мм – 12 %). В образце № 3 выше содержание классов -1+0,63 мм (12,9 %) и -0,63+0,315 мм (15,5 %).

Золошлаковые отходы являются сложной многокомпонентной системой, включающей органические и неорганические фазы. По сравнению с ранее исследуемыми образцами летучей золы пылеугольного сжигания, золошлаковые отходы содержат большее количество углерода – 5-20 % против 1-2 %. По данным рентгенофазового анализа, углерод в золошлаковых отходах находится в основном в виде рентгеноаморфной фазы (от 50 %), а также в кристаллических формах. Углеродистый остаток – недожог – представлен в виде кокса (спекшихся частиц) и полукокса (не спекшихся частиц). Оптическими методами показано, что недожог представляет собой пористые частицы неправильной формы, в т. ч. в виде агрегатов с алюмосиликатными частицами. Для золошлаковых отходов характерной особенностью является увеличение содержания недожога с повышением размера частиц. Так, для образца № 3 содержание углерода увеличивается с 3,2 до 37,1 % с ростом размера частиц в фракциях от -0,04 мм до +5 мм. В связи с наличием карбонатов в ЗШО показатели общей зольности или общего углерода менее достоверно характеризуют содержание недожога по сравнению с органическим углеродом. Образец № 2 содержит максимальное из исследуемых ЗШО количество общего углерода (24,45 %), однако он входит в основном в состав кальцита, а не недожженного угля.

Главными компонентами золошлаковых отходов являются оксиды кремния и алюминия. Наиболее высококремнистым является образец №3 (39,6 % SiO_2), в нем же содержится максимальное количество алюминия (25,8 % Al_2O_3). По содержанию кремния к нему близок образец №2 (34,3 % SiO_2), но алюминия в нем намного меньше (14,3 % Al_2O_3).

Оксиды железа, щелочных и щелочноземельных металлов, как и недожженный углерод, имеют подчиненное значение. Из исследуемых образцов №1 выделяется повышенным содержанием железа (27,8 % Fe_2O_3). В образцах №1 и № 2 выявлено повышенное содержание марганца (1700 и 1600 г/т соответственно), в образце №3 - повышенное содержание цинка (1500 г/т) и редких элементов. Увеличенное содержание фосфора в образце №3 (3,1 % P_2O_5) косвенно указывает на наличие редкоземельных элементов в форме монацита и ксенотима. Во всех образцах установлено высокое содержание примеси стронция (2700-3100 г/т). Повышенное содержание серы, близкое к 3 %, присутствует в образце №1. Увеличенное содержание титана отмечается в образцах №2 и №3 (0,9 и 1,1 % TiO_2). Следует уточнить, что в связи с переменным вещественным составом углей золошлаковые отходы также характеризуются изменчивостью состава. Другой особенностью золошлаковых отходов является неравномерное распределение содержаний элементов по классам крупности.

Необходимо отметить, что минеральный состав и морфологическая структура золошлаковых отходов сформированы в результате первичных процессов углеобразования и вторичного воздействия высоких температур при сжигании. Все образцы относятся к высококальциевым золошлаковым отходам ($\text{CaO} > 10\%$). Высокое содержание CaO отмечено для образцов № 1 (29,9 %) и №2 (35,8 %). Общими основными кристаллическими фазами во всех образцах являются кальцит $\text{Ca}(\text{CO}_3)$ и кварц SiO_2 . Образцы № 1 и № 2 содержат также небольшое количество гипса, а образец № 1 – волластонит.

Образец № 3, полученный из угля с наибольшей степенью метаморфизма, характеризуется широким гало на рентгенограмме. Это указывает на максимальное количество рентгеноаморфной фазы, состоящей преимущественно из оксидов кремния переменного состава (остеклованной фазы), а также недожога. Микроскопические исследования образцов ЗШО показали наличие стекловидных микросфер двух видов – бесцветных и темноокрашенных за счет примесей металлов. Они присутствуют как в виде отдельных частиц, так и в виде агрегатов, чаще всего, с частицами оксидов железа или недожога. Согласно нашим [Лавриненко, 2023] и другим исследованиям [Арбузов, 2007], ценные микроэлементы могут концентрироваться в органической части ЗШО (недожоге), но также частично находиться и в неорганической части.

В отличие от ранее исследованных образцов летучей золы, в которых алюминий находится, прежде всего, в форме муллита, золошлаковые отходы слоевого сжигания содержат алюминий в виде корунда (образцы № 1 и № 3) или в виде изоморфных примесей в кварце (образец № 2). Железо в образце № 2 также не образует самостоятельных фаз и может входить изоморфно в кальцит. Данное обстоятельство не позволяет эффективно выделить железо методом магнитной сепарации, в отличие от образцов № 1 и № 3, в которых железо находится в форме гематита, магнетита и магнезиоферрита.

Таким образом, на основании анализа элементного и минерального состава золошлаковых отходов слоевого сжигания различных углей установлено, что образец №1 от сжигания каменных коксующихся углей представляет интерес для выделения железа, примесей титана и марганца, а также недожога. Образец № 2 от сжигания бурых углей содержит алюминий и железо в изоморфных соединениях, а не в самостоятельных фазах, что делает малоэффективным их выделение в концентраты обогатительными методами. Образец № 3 от сжигания каменных энергетических углей наиболее перспективен для комплексного извлечения алюминия и ценных микроэлементов обогатительно-гидрометаллургическими методами.

Литература:

- Арбузов С. И. Металлоносность углей Сибири // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – т. 311. – № 1. – 2007. – С. 77-83.
- Лавриненко А. А., Кунилова И. В., Гольберг Г. Ю. Влияние низкотемпературного обжига золы от сжигания углей с щелочными реагентами на эффективность извлечения ценных компонентов // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2023. – № 10. – С. 104-121.
- Рашевский В. В., Шпирт М. Я. Библиотека горного инженера. Том 5. Книга 4. Микроэлементы горючих ископаемых. М.: Кучково поле. – 2010. – 384 С.

ПОВЕДЕНИЕ РЕДКИХ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В МОДЕЛЬНОЙ ГРАНИТНОЙ СИСТЕМЕ И ИХ НАКОПЛЕНИЕ В СОЛЕВЫХ РАСПЛАВАХ

Русак (Казакова) А.А.¹, Щекина Т.И.²

1 - *Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН; г. Москва; rusak@geokhi.ru;*

2 – *Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва; t-shchekina@mail.ru*

Практически все элементы, дающие эндогенные руды, связанные с гранитным магматизмом, являются несовместимыми (Li, REE, Y, Ta, Nb, Zr и др.). Они накапливаются в остаточном расплаве. Но при подобном механизме обычно они выпадают в виде акцессорных минералов. Такого рода модель отвечает поведению редких элементов при кристаллизационной дифференциации. Однако, это до сих пор не совсем ясно. До конца не ясна картина накопления или рассеяния элементов, имеющих близкие химические свойства – Ta и Nb, Zr и Hf, K и Rb, LREE и HREE и др. Отношения их содержаний в различных горных породах закономерно изменяются, что позволяет их называть «геохимическими индикаторами» [Граменицкий и др., 2005]. Некоторые ученые считают, что образование рудных месторождений связано с гидротермальными растворами [Смирнов, 1982] и водными флюидами [Хитаров и др., 1967, Чевычелов и др., 1998 и др.]. Однако, концентрации рудных компонентов в растворах очень малы, также как и во флюиде [Щекина и др., 2020]. А также параллельно со всеми этими гипотезами продвигалась и другая альтернативная гипотеза о важной роли солевых расплавов в процессах рудного минералообразования [Когарко, 1967; Анфилов и др., 1973; Глюк, Труфанова, 1977; Коваленко, 1979; Маракушев и др., 1994; Veksler et al., 2005; 2012 и др.]. Их находят в расплавных включениях в кварце, в топазе из онгонитов, гранитов и пегматитов, а также в различных жилах [Reif, 2004, Перетяжко, Савина, 2010]. В ряде случаев, в них находят значительные концентрации рудных компонентов. Подобные наблюдения встречаются и в наших экспериментах и при изучении природных образцов [Щекина и др., 2013; 2020; Shchekina et al., 2021; Русак и др., 2024; 2025].

Нами показано, что коэффициенты разделения редкоземельных элементов между щелочно-алюмофторидным солевым и алюмосиликатным расплавами зависят от температуры, давления и содержания летучих (воды) в системе. Редкоземельные элементы, скандий, иттрий и литий распределяются преимущественно в щелочно-алюмофторидный солевой расплав с высокими коэффициентами разделения (при 800°C и 1 кбар $KD_{La}(LF/L)=73$; при 700°C и 1 кбар $KD_{Ce}(LF/L)=85$) в диапазоне температур от 800 до 500°C, давлении 1 кбар и содержании воды от 3 до 50 мас. %. Коэффициент разделения лития между щелочно-алюмосиликатным солевым и алюмосиликатным расплавами уменьшается при понижении температуры (при 700°C $KD_{Li}(LF/L)$ от 8,85 до 3,35), увеличении давления (при 800°C и 1 кбар $KD_{Li}=9,23-13,24$ и при 2 кбар $KD_{Li}=1,7-7,86$) и увеличении содержания воды в системе (при 800°C и 1 кбар от 12 до 6,5 и при 700°C и 2 кбар от 7,8 до 2,9) (Рис. 1). Водный флюид является самой обедненной фазой по содержанию редкоземельных элементов, скандия, иттрия и лития (при 800°C и 2 кбар $KD_{Li}(Fl/L)=0,0009-0,04$; $KD_{REE,Y}$ в силикатной фазе превышают содержания во флюидной фазе в тысячи раз, для скандия в сотни раз).

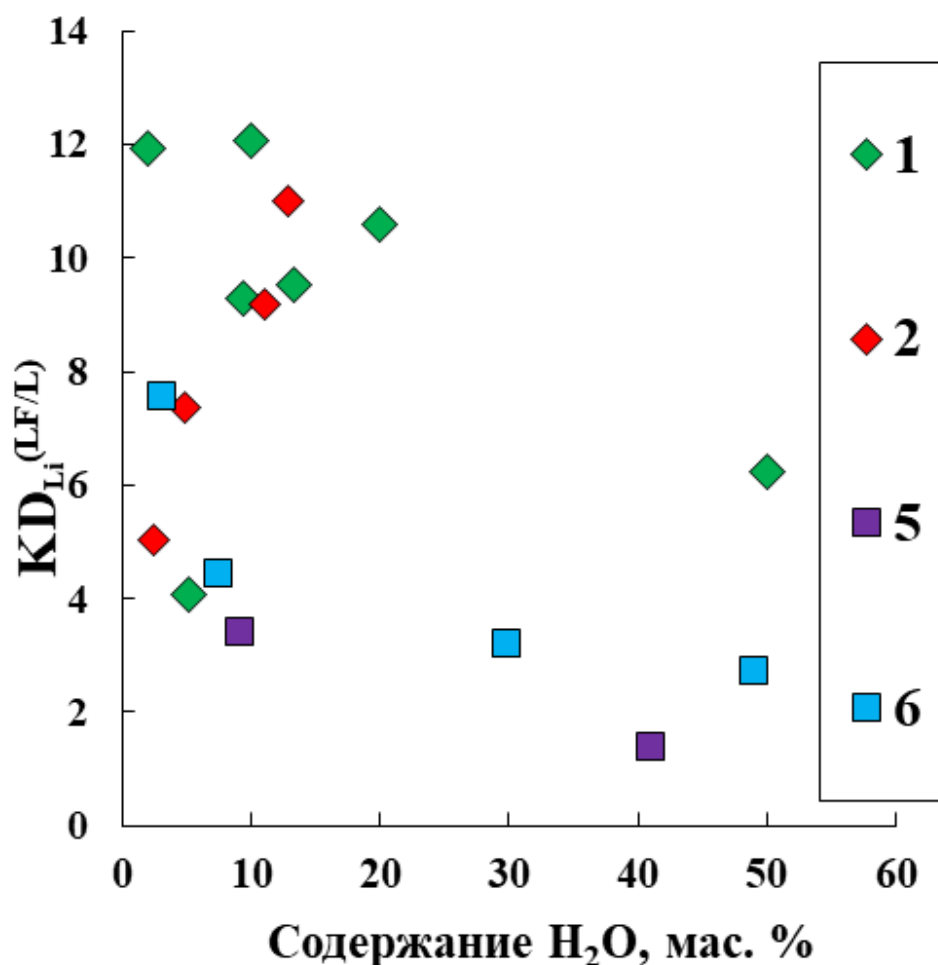


Рис. 1. Зависимость значений коэффициента разделения Li ($K_{DLi}(LF/L)$) от содержания воды в системе в мас. %. Условные обозначения: 800°C: 1 - 1 кбар; 2 – 2 кбар; 700°C: 5 – 1 кбар; 6 – 2 кбар. Для уровня доверительной вероятности 0,9 намечается тенденция уменьшения коэффициентов разделения лития между солевым и алюмосиликатным расплавами $K_{DLi}(LF/L)$ при увеличении в системе содержания воды и при увеличении давления [Shchekina et al., 2021].

При изучении криолитсодержащих гранитов трех месторождений Восточной Сибири (Улуг-Танзекское, Зашихинское, Катугинское) нами обнаружены подобные закономерности, что и в эксперименте [Русак и др., 2024, 2025]. Химический состав рассматриваемых редкометальных гранитов характеризуется высоким содержанием щелочей и содержанием SiO_2 , граниты относятся к щелочным гранитам и щелочным лейкогранитам по диаграмме TAS. Для большинства криолитсодержащих гранитов отмечается уменьшение содержания щелочей с увеличением концентрации кремнезема. Все изученные граниты имеют высокую железистость, в то же время все граниты характеризуются низким содержанием магния. Граниты всех изученных месторождений богаты фтором и рудными минералами. Криолит находится чаще всего в окружении главных породообразующих минералов на контакте с рудными минералами, которые в своем составе содержат ниобий, тантал, цирконий, гафний, уран, что говорит о тяготении рудных элементов к фторидным минералам (криолит, томсенолит, геарксутит, флюорит, флюоцерит, гагаринит, бастнезит и др.). В соответствии с классификацией гранитоидов, изученные породы можно отнести к анорогенным, щелочным

гранитам, а обогащенность редкими элементами позволяет их отнести к типичным редкометальным гранитам.

Наши эксперименты доказывают, что образование криолитовых тел (линз, жил) в гранитных массивах возможно на магматической стадии их существования вследствие возникновения силикатно-солевой несмесимости в расплавах на последних этапах дифференциации крупных гранитных плутонов. Способность солевых расплавов концентрировать литий, редкоземельные элементы, иттрий, скандий и др. объясняет тот факт, что всем криолитсодержащим гранитам сопутствует редкометально-редкоземельная минерализация.

Работа выполнена в рамках государственного задания ГЕОХИ РАН.

Литература:

- Reif F.G. Immiscible phases of magmatic fluid and their relation to Be and Mo mineralization at the Yermakovka F-Be deposit, Transbaikalia, Russia // Chemical Geology. – 2004. – V. 210. – P. 49–71.
- Shchekina T.I., Rusak A.A., Alferyeva Y.O., Gramenitskiy E.N., Khvostikov V.A., Kotelnikov A.R., Bychkov A.Y., Zinovieva N.G. The behavior of lithium in the liquidus area of a high-fluorine granite system at pressures from 100 to 500 MPa // Moscow University Geology Bulletin. – 2021. – V. 76. – № 4. P. 423–435.
- Veksler I.V., Dorfman A.M., Kamenetsky M., Dulski P., Dingwell D.B. Partitioning of lanthanides and Y between immiscible silicate and fluoride melts, fluorite and cryolite and the origin of the lanthanide tetrad effect in igneous rocks // Geochim. Cosmochim. Acta. – 2005. – V. 69. – N 11. – P. 2847–2860.
- Veksler I.V., Dorfman A.M., Dulski P., Kamenetsky V.S., Danyushevsky L.V., Jeffries T., Dingwell D.B. Partitioning of elements between silicate melt and immiscible fluoride, chloride, carbonate, phosphate and sulfate melts, with implications to the origin of natrocarbonatite. // Geochim. Cosmochim. Acta. – 2012. – V. 79. – P. 20–40.
- Анфилов В.Н., Глюк Д.С., Труфанова Л.Г. Фазовые отношения при взаимодействии гранита с фторидом натрия при давлении паров H₂O 1000 кг/см² // Геохимия. – 1973. – №1. – с. 44–47.
- Глюк Д.С., Труфанова Л.Г. Плавление в системе гранит–H₂O с добавками HF, HCl, фторидов, хлоридов и гидроокислов лития, натрия и калия при давлении 1000 кг/см² // Геохимия. – 1977. – Т. 7. – с. 1003–1011.
- Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И., Девятова В.Н. Фазовые отношения во фторсодержащих гранитной и нефелин-сиенитовой системах и распределение элементов между фазами. 2005. – М.: ГЕОС. – 186 с.
- Коваленко Н.И. Экспериментальное исследование образования редкометальных литий фтористых гранитов. – Москва: Наука, 1979. – 152 с.
- Когарко Л.Н. Область расслоения в расплавах системы Si, Al, Na || O, F // Доклады Академии наук СССР. – 1967. – Т. 176. – №4. – с. 918–920.
- Маракушев А.А., Шаповалов Ю.Б. Экспериментальное исследование рудной концентрации во фторидных гранитных системах // Петрология. – 1994. – Т. 2. – №. 1. – с. 4–23.
- Перетяжко И.С., Савина Е.А. Флюидно-магматические процессы при образовании пород массива онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. – 2010. – Т.51. – №10. с. 1423–1442.
- Русак А.А., Щекина Т.И., Зиновьева Н.Г. Образование криолита в гранитах Катугинского месторождения с позиции результатов экспериментов во фтор-литийсодержащей гранитной системе // Петрология. – 2025. – Т. 33. – № 5. (в печати).
- Русак А.А., Щекина Т.И., Зиновьева Н.Г., Бычков А.Ю., Луканин О.А. Криолит как реперный минерал редкометальной минерализации (экспериментальное исследование) // Геохимия. – 2024. – Т. 69. – № 7. – с. 579–595.
- Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. – 1982. – М.: Недра. – 669 с.
- Хитаров Н.И., Арутюнян Л.А., Лебедев Е.Б. Экспериментальное исследование выноса молибдена из гранитного расплава под давлением воды до 3000 атмосфер // Геохимия. – 1967. – №8. – с. 891–900.
- Чевычелов В.Ю. Влияние состава гранитоидных расплавов на поведение рудных металлов (Pb, Zn, W, Mo) и петрогенных компонентов в системе расплав-водный флюид. В кн.: Экспериментальное и теоретическое моделирование процессов минералообразования / В.Ю. Чевычелов. – 1998. – Москва: Наука. – с. 118–130.
- Щекина Т.И., Граменицкий Е.Н., Алферьева Я.О. Лейкократовые магматические расплавы с предельными концентрациями фтора: эксперимент и природные отношения // Петрология. – 2013. – Т. 21. – № 5. – С. 499–516.
- Щекина Т.И., Русак А.А., Алферьева Я.О., Граменицкий Е.Н., Котельников А.Р., Зиновьева Н.Г., Бычков А.Ю., Бычкова Я.В., Хвостиков В.А. Распределение REE, Y, Sc и Li между алюмосиликатным и алюмофторидным расплавами в модельной гранитной системе в зависимости от давления и содержания воды // Геохимия. – 2020. – Т. 65. – № 4. – с. 343–361.

ПОЛУЧЕНИЕ КВАРЦЕВОГО СТЕКЛА ИЗ ВЫСОКОЧИСТЫХ КВАРЦИТОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Рыбьяков М.Ю.^{1,2}, Жабоедов А.П.¹, Непомнящих А.И.¹,
Соломеин О.Н.¹, Шалаев А.А.^{1,2}

1 - Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения российской академии наук

2 - Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «Иркутский государственный университет»

Кварцевое стекло является востребованным материалом современной промышленности [1, 2].

Целью работы является определение условий получения стекол из кварцитов месторождений Восточного Саяна. Для этого использовалась модифицированная ростовая установка ОКБ 8093 позволяющая получать кварцевое стекло вакуумно-компрессионным методом в графитовых тиглях в среде инертного газа при давлении до 5 атм.. В качестве исследуемого материала использовалась специально подготовленные кварцевые концентраты с размером зерна 100-300 мкм, полученные из высокочистых кварцитов месторождения Бурал-Сардык.

Предварительная сушка и плавление производилось в вакууме. После расплава сырья камера заполнялась аргоном до давления 2 бар. Температура контролировалась вольфрам-рениевой термопарой. В начальных экспериментах не удалось получить прозрачное стекло. В ходе дальнейших экспериментов вносились корректировки температуры, давления, температуры напуска аргона. Первоначально, постепенное увеличение температуры приводило к улучшению результатов, слиток становился более гладким и начал пропускать свет но добиться прозрачности не удавалось.

Изменение температуры напуска аргона привело к получению прозрачных слитков, при напуске газа после расплавления материала был получен прозрачный образец. Прозрачное стекло, без значительных дефектов, было получено при температуре 1900 оС, температуре напуска аргона 1850 оС, давлении газа 2 бар., времени сушки материала 4 часа, времени выдержки в расплавленном состоянии 1 час.

В ходе работ были подобраны условия получения кварцевого стекла, получены прозрачные образцы стекла из кварцитов месторождения Бурал-Сардык.

Литература:

Непомнящих А. И. и др. Оптическое кварцевое стекло на основе суперкварцитов Восточных Саян //Физика и химия стекла. – 2017. – Т. 43. – №. 3. – С. 288-295.

Непомнящих А. И. и др. Оптическое стекло из кварцитов Восточного Саяна //Физика и химия стекла. – 2018. – Т. 44. – №. 2. – С. 169-177.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ БИОДОСТУПНОГО СТРОНЦИЯ ПО ФРАКЦИЯМ ПОЧВ

Рянская А.Д., Киселева Д.В., Окунева Т.Г.

*Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого Уральского отделения
Российской академии наук, Екатеринбург; tosenka2008@gmail.com*

Стронций (Sr) — элемент, широко представленный в литосфере, и один из индикаторных элементов, применяемых в археологии, геохимии и палеоэкологии. Изотопный состав стронция, особенно отношение Sr^{87}/Sr^{86} , используется как геохимический маркер происхождения веществ, процессов выветривания и миграции элементов.

Стронций входит в состав минералов, таких как целестин ($SrSO_4$) и стронцианит ($SrCO_3$), но в почвах он чаще всего ассоциирован с карбонатами, глинистыми минералами, фосфатами и органическим веществом. В естественных условиях Sr изоморфно замещает Ca в кристаллических решётках минералов, особенно в карбонатных породах. Это делает его хорошим индикатором процессов выветривания и почвообразования.

Изотопные отношения стронция $^{87}Sr/^{86}Sr$ в почвах успешно применяются для реконструкций мобильности человека и животных. Соотношение изотопов стронция $^{87}Sr/^{86}Sr$ в почве зависит от геологии коренной породы и процессов выветривания. Так как стронций не испаряется и не разлагается, это соотношение остается стабильным в течение миллионов лет. Соотношение стронция в почве передается по пищевой цепи. Растения поглощают стронций из почвы и воды, животные (включая человека) потребляют эти растения и воду, и стронций накапливается в их костях, зубах и волосах, замещая кальций. Таким образом, соотношение изотопов стронция в костях и зубах человека или животного соответствует соотношению в той местности, где они выросли и питались.

Данная работа посвящена исследованию распределения стронция и его изотопов в различных почвенных фракциях. В работе рассматриваются методы анализа с использованием масс-спектрометрии и геохимические подходы для определения закономерностей накопления стронция в почвах.

Цель работы - определить закономерности распределения стронция и его изотопов в почвах.

Исследовано 22 образца почв, отобранных на территории Краснодарского края, Ростовской области, республики Крым.

Рентгенофазовый анализ выполнен на порошковом рентгеновском дифрактометре Shimadzu XRD-7000.

По результатам рентгенофазового анализа основным компонентом почв является кварц, примеси – плагиоклаз, гидрослюда, КППШ, кальцит.

Измерения изотопного состава Sr проводили на магнито-секторном мультиколлекторном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой (МК-ИСП-МС) Neptune Plus.

В ходе подготовки образцов было выделено и проанализировано 4 вида фракций – водорастворимая, лабильная/подвижная, карбонатная, остаточная/силикатная.

По результатам исследования, можно сделать вывод, что стронций концентрируется преимущественно в лабильной/подвижной фракции, полученной при ацетатно-аммонийной вытяжке.

Изотопные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в первых трех фракциях примерно одинаковы и имеют максимально высокие значения в силикатном остатке, что может быть обусловлено наличием в нем глинистых минералов (Рис. 1).

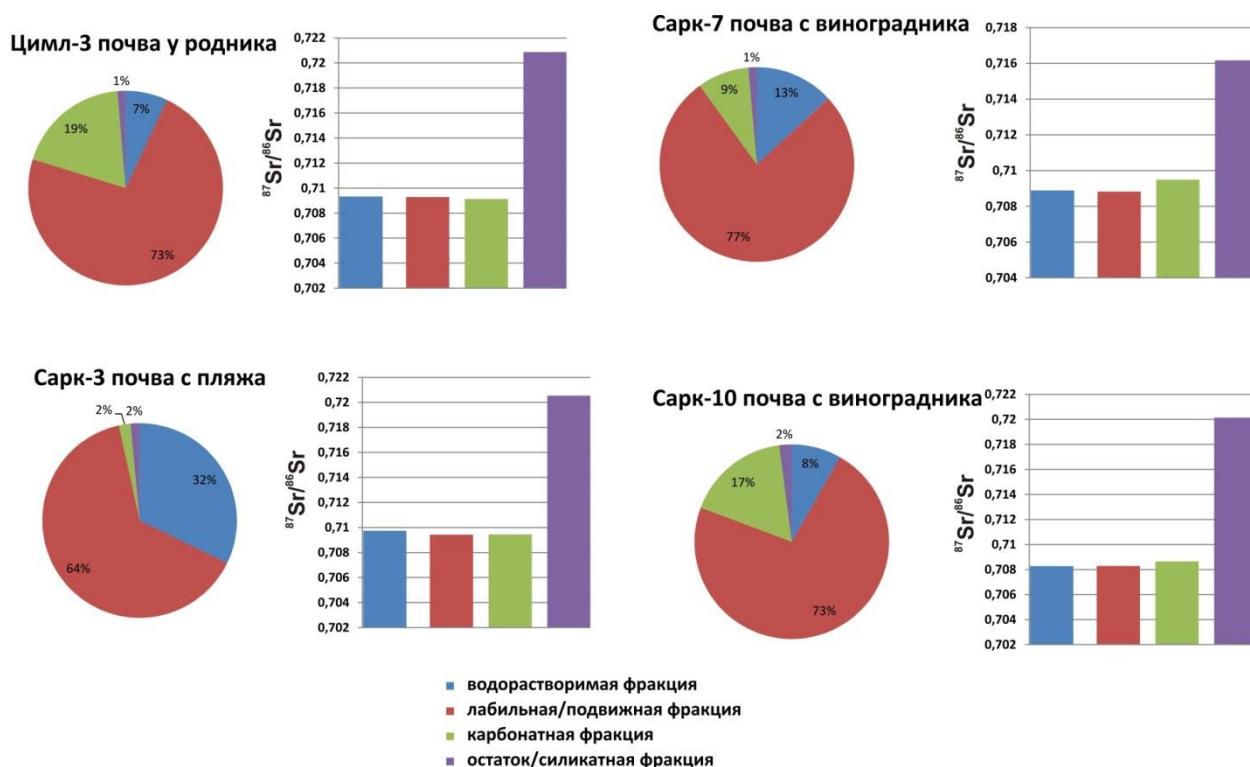


Рис. 1. Распределение содержания стронция и изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ по фракциям почв при растворении различными реагентами

Таким образом, подтверждена правильность использования водных/аммонийных вытяжек для оценки $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ биодоступного стронция.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-18-00593-П.

РАЗРАБОТКА ИНФРАКРАСНЫХ СЦИНТИЛЛЯТОРОВ

Софич Д.О.¹, Богданов А.И.¹, Панкратов В.А.², Панкратова В.В.², Шендрик Р.Ю.¹

1- Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск;

E-mail - sofich@igc.irk.ru

2- Institute of Solid State Physics, University of Latvia, Riga; E-mail - vpank@latnet.lv

Методом Киропулоса были выращены активированные кристаллы йодида цезия: CsI:Yb, CsI:Sm, а также, кристаллы с двойной активацией: CsI:Yb,Sm и CsI:Eu,Sm. Измерены спектры люминесценции и возбуждения (при температурах 7-300 K), спектры возбуждения в области вакуумного ультрафиолета при 7 K (на синхротроне MAX IV (Швеция, г. Лунд)), измерены спектры термостимулированной люминесценции (ТСЛ), оценен световой выход при рентгеновском возбуждении относительно коммерческого сцинтиллятора CsI:Tl, измерены времена затухания при комнатной температуре.

Показано, что все редкоземельные ионы входят в кристаллическую матрицу в двухвалентном состоянии, и при комнатной температуре демонстрируют 5d-4f люминесценцию. Ионы иттербия и европия излучают в синей области спектра, в то время как максимум люминесценции самария находится в ближней инфракрасной области спектра. Ионы Yb^{2+} и Eu^{2+} имеют полосы поглощения, совпадающие с полосой свечения

автолокализованного экситона (АЛЭ) в CsI, что обуславливает значительный световой выход данных кристаллов при рентгеновском возбуждении. Ионы Sm^{2+} не имеют полос поглощения в области свечения АЛЭ, поэтому кристаллы CsI:Sm имеют низкий световой выход. Показано, что в кристаллах с двойной активацией существует эффективный механизм передачи возбуждения от ионов – сенсibilизаторов (Yb^{2+} , Eu^{2+}) к ионам двухвалентного самария. При рентгеновском возбуждении оценен световой выход кристаллов CsI:Yb,Sm и CsI:Eu,Sm; который составил 36720 и 39960 фотонов на МэВ соответственно. Максимум излучения кристаллов находится в области 900 нм. Полосы в спектрах ТСЛ кристаллов CsI:Yb,Sm и CsI:Eu,Sm отнесены к дырочным центрам $V_K A$ вблизи двухвалентных ионов лантаноидов. Измерены времена затухания в полосе свечения самария при возбуждении импульсным азотным лазером (337 нм) при комнатной температуре, кривые затухания имеют по две компоненты: τ_1 - 555 нс, τ_2 - 1.87 мкс для CsI:Eu,Sm; и τ_1 - 437 нс, τ_2 - 1.45 мкс для CsI:Yb,Sm.

БЛАГОРОДНЫЕ И ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ В ОТХОДАХ ФЛОТАЦИИ: ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ

Старостина С.И.¹, Гаськова О.Л.², Юркевич Н.В.³

*1 - Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
Новосибирск; starostinasi@ipgg.sbras.ru*

*2 - Институт геологии и минералогии им В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск;
gaskova@igm.nsc.ru*

3 - Новосибирский государственный университет, Новосибирск; n.iurkevich@g.nsu.ru

В работе рассматриваются минеральные и подвижные формы нахождения благородных и цветных металлов, а также их распределение с глубиной в складированных отходах флотационного обогащения сульфидных PGE-Cu-Ni руд. Результаты показали неравномерное распределение с максимумом концентраций цветных и благородных металлов на глубинах 45–55 см и 60–70 см соответственно. Модельные вычисления позволили установить основные формы миграции металлов в зависимости от значений pH изучаемых растворов.

Добыча и переработка минерального сырья сопровождаются накоплением отходов горнодобывающей промышленности. В России накоплено более 100 млрд т техногенных отходов, ежегодный прирост составляет 1,5–2 млрд т [Худякова и др., 2014]. Несмотря на эффективность флотационного обогащения, менее 10 % приходится на металлопродукцию высоких переделов, что способствует образованию отходов с содержанием металлов, пригодных для повторного извлечения. Поэтому использование техногенных минеральных ресурсов для ресурсосбережения и повышения эффективности производства является актуальной задачей [Чантурия и др., 2020]. Настоящая работа посвящена изучению минеральных и подвижных форм нахождения благородных и цветных металлов и их распределения в хвостах обогащения сульфидных PGE-Cu-Ni руд.

Целью работы является установление распределения и форм нахождения благородных и цветных металлов в складированных отходах флотации, в том числе вероятных форм миграции при взаимодействии с поверхностными водами.

Объект исследования: хранилище отходов флотационного обогащения сульфидных PGE-Cu-Ni руд, расположенное в Норильском рудном районе (Красноярский край). Площадь хвостохранилища составляет $\approx 1,65 \text{ км}^2$. Мощность отходов в среднем 25 м.

В ходе полевых исследований в бассейне хвостохранилища было пройдено два шурфа, со стенок которых взято 14 визуально отличимых проб твердого вещества. Исследование морфологии, минеральных взаимоотношений и химического состава минералов осуществлялось в преполированной шашке с использованием бинокулярного микроскопа и сканирующего электронного микроскопа TESCAN MIRA 3LMU (Tescan, Чехия) с энергетическим спектрометром OXFORD (Oxford Instruments, Великобритания) в аналитическом центре ИГМ СО РАН. Первичную информацию о составе растворов, образующихся при взаимодействии атмосферных осадков и вещества хвостов, получали путем приготовления суспензий в соотношении «дистиллированная вода:твердое вещество» 1:2 (пасты) [Smart et al., 2002]. Определение подвижных форм нахождения элементов проводили по видоизмененной методике ступенчатого выщелачивания [Tessier et. al., 1979]. Водорастворимые формы элементов извлекали путем приготовления водных вытяжек, соотношение «дистиллированная вода:твердое вещество» 10:1. Обменные формы металлов извлекали слабокислыми растворами из этой же навески, то есть аммонийно-ацетатным буфером с pH 4,8 при соотношении «раствор:твердое вещество» 5:1. Элементный состав твердых и водных проб определяли методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой с помощью масс-спектрометра ELAN DRC-e в Химико-аналитическом центре «Плазма» (г. Томск). В лабораторных экспериментах измеряли pH растворов и суспензий прямым потенциометрическим методом на приборе Эксперт-001-3.0.4 («Эконикс-Эксперт», г. Москва). Измерение окислительно-восстановительного потенциала растворов выполняли при помощи анализатора фирмы «HANNA» HI 9025C. Удельную электропроводность (УЭП) растворов и суспензий измеряли прямым кондуктометрическим методом с помощью прибора Cond 315i. Определение содержаний основных анионов (Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-}) и катионов (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+) в растворах проводили методом капиллярного электрофореза на приборе «Капель-105М» («Люмэкс», Россия). Количественное определение гидрокарбонат-иона (HCO_3^-) осуществляли методом потенциометрического кислотно-основного титрования. Термодинамическое моделирование химических форм нахождения элементов в растворе выполнено с помощью программного комплекса «HCh» 0.6 [Шваров, 2008].

Содержание цветных (Ni, Cu, Zn, Co, Pb) и благородных (Ag, Pt, Au) металлов с глубиной снижается и затем увеличивается. Максимальная концентрация цветных металлов наблюдается на глубине 45–55 см (Рис. 1) и составляет 4200 г/т и 3500 г/т в первом и втором шурфах соответственно. Наибольшее суммарное содержание благородных металлов отмечается на глубине 60–65 см в первом шурфе (1,66 г/т) и 60–70 см – во втором шурфе (1,33 г/т). Доля сульфидной серы в образцах составляет от 1 до 5 %; в среднем 3 %.

Рудные минералы, слагающие хвосты, представлены халькопиритом, пиритом, пентландитом, пирротинном, кубанитом, сфалеритом, галенитом, а также магнетитом и ильменитом. Благородные металлы присутствуют в виде примесей (Рис. 2, а; Ag до 8,61 мас. %), в самородной форме и в виде самостоятельных минералов. Установлено несколько выделений самородного золота, состав которых близок к электруму Au·Ag (Ag до 35 мас. %) с содержанием Pd до 4,6 мас. % (Рис. 2, б). Также Pt и Pd установлены в сростании с сульфидами в виде прожилка длиной 10 мкм близкого по стехиометрии к мончеиту (Pt, Pd)(Te, Bi)₂ (Рис. 2, в). Установлены преобразования первичных сульфидов, представленные гидроксидами железа, вторичными пленками хлорита, а также образованием фрамбоидального пирита и пирротина (Рис. 2, г). На поверхности породообразующих минералов (преимущественно плагиоклаза) отмечены новообразованные розочки и радиально-лучистые агрегаты ангидритового состава (Рис. 2, д).

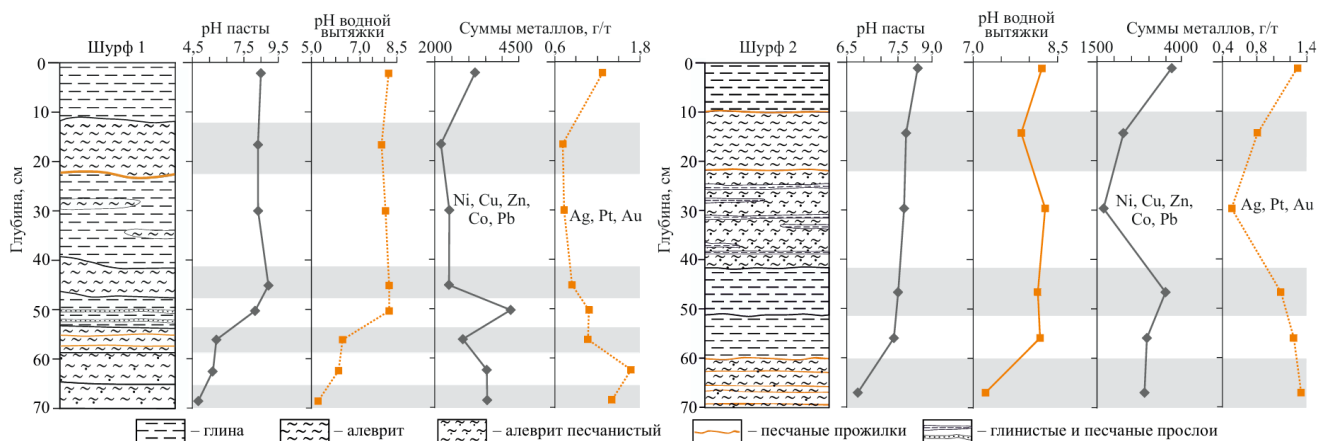


Рисунок 1. Изменение рН вещества отходов с глубиной и распределение цветных и благородных металлов.

Результаты модельных вычислений показали, что преобладающие формы миграции Ni, Cu и Pb в щелочных растворах – карбонатные и гидроксокомплексы. В слабокислых и кислых растворах все рассматриваемые цветные металлы находятся в виде свободных аквакомплексов и сульфатных комплексов. Формы миграции благородных металлов в растворах рассчитаны для Pt и Au (содержание Ag в растворах ниже предела обнаружения) и представлены исключительно гидроксокомплексами: $\text{Pt}(\text{OH})_3^-$ – в водной вытяжке, $\text{Pt}(\text{OH})^+$ и $\text{Au}(\text{OH})$ – в слабокислой вытяжке. Термодинамические расчеты индексов насыщения показали, что растворы находятся в равновесии к $\text{Au}^0_{(s)}$ и $\text{Pt}^0_{(s)}$.

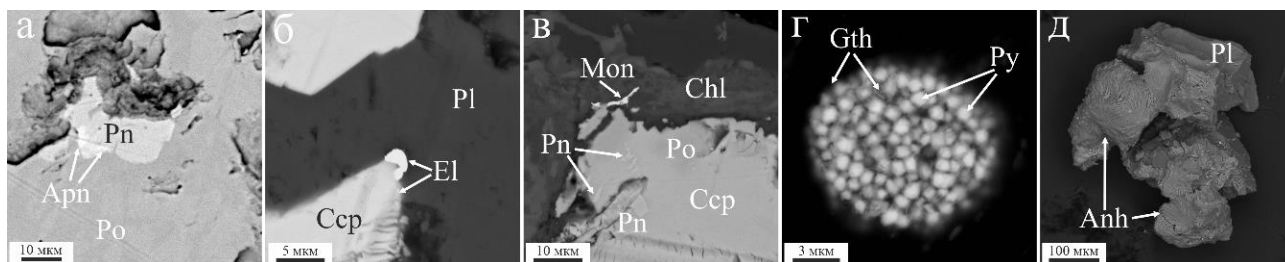


Рисунок 2. Формы выделения минералов и морфология агрегатов ангидрита. Снято на сканирующем микроскопе в режиме BSE-съемки. Условные обозначения: Anh – ангидрит, Aprn – аргентопентландит, Csp – халькопирит, Chl – хлорит, El – электрум, Gth – гётит, Mon – мончеит, Pl – плагиоклаз, Pn – пентландит, Po – пирротин, Py – пирит.

Распределение цветных и благородных металлов в хвостохранилище носит неравномерный характер. Это связано с окислением сульфидов в зоне влияния сезонно-талого слоя, которое приводит к снижению рН и формированию геохимического барьера, аккумулирующего металлы вниз по разрезу.

Минеральный состав отходов в целом аналогичен первичным рудам. Благородные металлы встречаются в виде примесей (Ag), в самородной форме (электрум $\text{Au} \cdot \text{Ag}$) и в виде самостоятельных минералов (мончеит $(\text{Pt}, \text{Pd})(\text{Te}, \text{Bi})_2$).

Зафиксированы щелочные значения рН водных вытяжек, термодинамические расчёты показали, что основными формами миграции в них Ni, Cu и Pb являются карбонатные и гидроксокомплексы, а в слабокислых и кислых растворах все рассматриваемые цветные металлы присутствуют преимущественно в виде свободных аквакомплексов и сульфатных комплексов. Благородные металлы (Pt и Au) мигрируют в виде гидроксокомплексов. Индексы насыщения показали равновесие растворов по отношению к $\text{Au}^0_{(s)}$ и $\text{Pt}^0_{(s)}$.

Исследование выполнено при финансовой поддержке программы ФНИ (проект № FWZZ-2022-0029).

Литература:

Tessier A., Campbell P.G.C., Bisson M. Sequential extraction procedure for the speciation of particulate trace metals // Analytical Chemistry. – 1979. – V. 51. – P. 844–851.

Развитие технологических инноваций глубокой и комплексной переработки техногенного сырья в условиях новых экономических вызовов / В.А. Чантурия, И.В. Шадрюнова, О.Е. Горлова, Е.В. Колодежная // Известия ТулГУ. Науки о Земле. – 2020. – № 1. – С. 159–171.

Худякова Л.И., Войлошников О.В., Тимофеева С.С. Магнийсиликатные породы горнодобывающей промышленности и технологии их утилизации. – Новосибирск: Академическое издательство «Гео». – 2014. – 177 с.

Шваров Ю.В. HCh: Новые возможности термодинамического моделирования геохимических систем, предоставляемые Windows // Геохимия. – 2008. – № 8. – С. 898–903.

ОПТИКО-МИКРОСКОПИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ПИРОХЛОРА В РУДАХ БОЛЬШЕТАГНИНСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

Сукнёва М.О.¹, Радомская Т.А.¹, Гавриленко В.В.¹

1 - Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия; e-mail:

masha.sukneva@mail.ru

Минералы группы пироксена являются основным и важным стратегическим сырьем на ниобий. Ниобиевые руды с пироксеном образуются в различных породах: щелочных ультраосновных и кислых породах (нефелиновые сиениты, серия ийолит-уртит, анорогенные граниты и пегматиты), в карбонатитах и связанных с ними породах. В Большетагнинском массиве минералы группы пироксена являются главными концентраторами ниобия и встречаются в карбонатитах, апатитолитах, апатит-слюдистых породах с сульфидами и в метасоматитах.

В современных работах используются две классификации минералов супергруппы пироксена: по [Hogarth et al., 1977] и более современная, принятая Международной Минералогической Ассоциацией, по [Atencio et al., 2010]. Согласно модифицированной классификации, минералы группы пироксена (с преобладанием в позиции В ниобия) называются по 1) доминирующему элементу в Y-позиции; 2) катиону в А-позиции; 3) катиону в В-позиции [Atencio et al., 2010]. При использовании данной классификации разные по химическому составу минералы группы пироксена могут иметь одно название. Например, минералы с составом $(\text{CaNa})\text{Nb}_2\text{O}_6(\text{F})$ и $(\text{Ca}_{1.67}\text{U}_{0.33})\text{Nb}_2\text{O}_6(\text{F})$ будут называться фторкальциопироксен, что не отражает высокого содержания урана во втором случае. По классификации [Hogarth et al., 1977] минералы группы пироксена (с преобладанием в позиции В ниобия) называются по доминирующему катиону в А-позиции, после Са и Na, что удобно для выделения самостоятельных минеральных видов таких, как, например, уранпироксен (гаттчетолит) с составом $(\text{Ca}_{1.67}\text{U}_{0.33})\text{Nb}_2\text{O}_6(\text{F})$ или калипироксен. В кальцитовых карбонатитах и в апатит-слюдисто(эгирин)-сульфидных породах Большетагнинского массива пироксен по своему составу соответствует фторкальциопироксену [Сукнева и др., 2025]. В апатит-эгирин-сульфидных породах был обнаружен урансодержащий пироксен (UO_2 до 1.6 мас. %) с зонами развития уранпироксена.

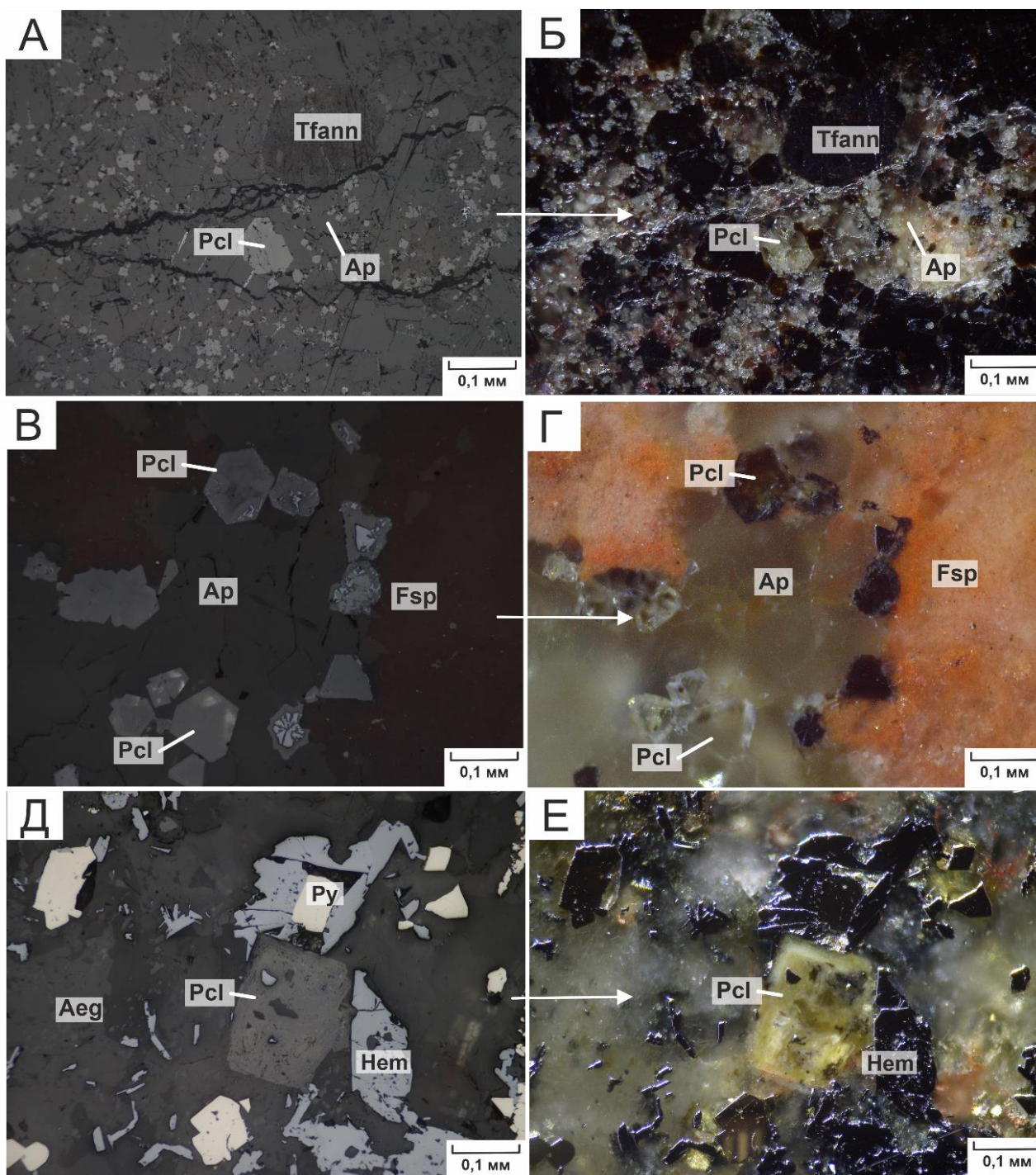


Рис. 1. Пироксмор в рудах массива. А-Б – в апатит-тетраферрианнитовой породе; В-Г – в апатитолите; Д-Е – пироксмор с зонами развития уранпироксмора в апатит-эгириново-сульфидной породе. Микрофотографии аншлифов в отраженном (А, В, Д) и боковом (Б, Г, Е) свете. Pcl – пироксмор, Ap – апатит, Hem – гематит, Aeg – эгирин, Py – пирит, Fsp – полевой шпат, Tfann – тетраферрианнит

Пироксмор, распространенный в рудах Большетагнинского массива, встречается в виде идиоморфных и гипидиоморфных изометричных кубооктаэдрических зерен размером от 1 мм и менее. В измененных породах отмечаются колломорфные выделения, реликтовые зерна и микровключения пироксмора. Химический состав пироксмора бывает очень неоднородным в пределах одного образца и даже одного зерна, что наблюдается в изменении оптических свойств пироксмора. У некоторых зерен отмечается осцилляторная зональность, которая особенно выразительна при наблюдении внутренних рефлексов. Цвет в отраженном свете

пирохлора серый, двуотражение варьируется от 11 до 17 %, относительный рельеф ниже, чем у колумбита. В проходящем свете в шлифах цвет минерала бесцветный, коричневатый, светло-бурый, бурый. При скрещенных поляризаторах минерал изотропен и не отличается какими-либо специфическими особенностями, которые позволили бы его легко диагностировать [Горжевская и др., 1974].

В апатитолитах цвет пирохлоров изменяется от бесцветного, бледно-желтого, янтарно-желтого до бурого. Часто пирохлор в апатитолитах зональный, с секториальным распределением окраски, что также наблюдается в отраженном свете (Рис. 1 В, Г). Разные зоны минерала отличаются по отражательной способности и относительному рельефу. В некоторых зёрнах пирохлора наблюдаются более светлые и рельефные участки в отраженном свете (с большей отражательной способностью), они более темные и непрозрачные при боковом освещении. Вероятно, это обусловлено сложным неоднородным химическим составом этих зёрен пирохлора. В апатит-тетраферрианитовых породах пирохлор по цвету и отражательным способностям более однородный, его цвет изменяется от бесцветного до бледно-желтого, буровато-желтого, но чаще он бесцветный при боковом освещении (Рис. 1 А, Б). В апатит-эгирин-сульфидной породе измененный урансодержащий пирохлор имеет непостоянную окраску (при боковом освещении) изменяющиеся от янтарно-желтого, лимонно-желтого до светло-желтого в пределах одного зерна (Рис. 1 Д, Е). При этом по цвету метамиктный пирохлор нельзя отличить от кристаллического, однако они отличаются по показателям преломления, у метамиктных и гидратированных разностей он меньше [Горжевская и др., 1974]. Вероятно, цвет пирохлора связан с неоднородным химическим составом и присутствием уранил-иона в составе уранпирохлора. При длинноволновом ультрафиолетовом излучении измененные пирохлоры люминесцируют в зеленовато-желтых тонах, характерных для урана [Горжевская и др., 1974].

Исследования выполнены в рамках государственного задания по Проекту № 0284-2021-0007 на оборудовании ИГХ СО РАН.

Литература:

- Atencio, D., Andrade, M.B., Christy, A.G., Giere, R., Kartashov, P.M. The pyrochlore supergroup of minerals: nomenclature // The Canadian Mineralogist. – 2010. – 48. №3. – 673–698.
Hogarth D.D. Classification and nomenclature of the pyrochlore group // Amer. Miner. – 1977. – 62. – 403–410.
Горжевская С. А., Сидоренко Г. А., Гинзбург А. И. Титано-тантало-ниобаты: (свойства, особенности состава и условия образования). – Недра, 1974.
Сукнева М. О., Радомская Т. А., Гавриленко В. В., Чуешова А. Г. Особенности состава и морфологии минералов группы пирохлора и ферроколумбита в рудах Большетагнинского месторождения (Восточный Саян) // Минералогия и музеи: синергия науки и искусства - 2025 : Сборник материалов научного семинара, Иркутск, 2025. – С. 51-57. – EDN YWFAZA.

КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА РЕДКОГО УРАНОВОГО МИНЕРАЛА МОУРИТА

Тагирова Я.Г.¹, Назарчук Е.В.¹, Чаркин Д.О.², Крижижановская М.Г.¹, Гуржий В.В.¹

1 – Кафедра кристаллографии, Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург;

2 – Кафедра неорганической химии, Химический факультет, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва

E-mail: yana.tagirova@spbu.ru, e_nazarchuk@spbu.ru

На сегодняшний день достоверно установлено девять природных молибдатов урана, из которых кристаллические структуры определены для пяти [Kirorev et al., 2024]. Моурит впервые описан в работе Копченовой и соавторов [1962], как новый минерал из зоны

окисления уран-молибденового рудопоявления, приуроченного к девонским гидротермально измененным кислым эффузивам. Минерал встречается в виде фиолетовых овальных конкреций, натечных корок и очень тонких полупрозрачных пластинок, сгруппированных в веерообразные, радиально-лучистые агрегаты. Исследования природных образцов моурита рентгеновскими методами затруднены вследствие метамиктного распада, процессов дегидратации, а также окислительно-восстановительных реакций.

В настоящей работе представлено комплексное исследование синтетического аналога минерала методами порошковой и монокристаллической рентгеновской дифракции, энергодисперсионной, фотоэлектронной и инфракрасной спектроскопии, термогравиметрического и терморентгенографического анализа.

Синтетический аналог минерала моурита, $(\text{UO}_2)\text{Mo}_5\text{O}_{14}(\text{OH})_4(\text{H}_2\text{O})_2$, получен методом низкотемпературного гидротермального синтеза при 220 °С. Кристаллы соединения имеют игольчатый облик и светло-фиолетовый цвет (рис. 1). Соединение кристаллизуется в моноклинной сингонии, $P2_1/c$, $a = 9.9063(6)$, $b = 7.1756(4)$, $c = 12.2105(7)$ Å, $\beta = 102.496(6)^\circ$, $V = 847.41(9)$ Å³, $R_1 = 0.043$. Предыдущие уточнения кристаллической структуры моурита проводились в моноклинной (Pa или $P2_1/a$) и триклинной ($P-1$) ячейках [Smith & Marinenko, 1971; Сережкин и др., 1980]. В настоящей работе параметр b близок к установленным ранее значениям, параметр a почти равен значению c , определенному ранее, в то время как параметр c вдвое меньше значения a , приведенного в работе [Smith & Marinenko, 1971], и в два раза больше, чем значение, указанное для триклинной ячейки [Сережкин и др., 1980]. Вероятно, различие в определении параметров моурита можно объяснить двойникованием кристаллов, хорошо заметным на рис. 1а.

Химический состав аналога минерала (масс. %): Mo_2O_5 4.61, MoO_3 61.06, UO_3 26.95, H_2O 6.76, сумма 99.38. Идеализированная формула соединения, рассчитанная на 22 атома кислорода *pfu* – $(\text{UO}_2)\text{Mo}_5\text{O}_{14}(\text{OH})_4(\text{H}_2\text{O})_2$. По результатам фотоэлектронной спектроскопии установлено, что в образце присутствует небольшое количество Mo^{V} с соотношением $\text{Mo}^{\text{VI}}/\text{Mo}^{\text{V}}$, равным 10/0.8, уран демонстрирует одну степень окисления – U^{VI} .

В структуре моурита атом урана представлен в виде комплексного уранил-иона, координируемого в экваториальной плоскости шестью атомами кислорода с образованием полиэдров UO_6 . Три симметрично независимых атома молибдена имеют октаэдрическую координацию с образованием полиэдров MoO_6 , $\text{MoO}_5(\text{H}_2\text{O})$ и $\text{MoO}_4(\text{OH})_2$, каждая из позиций молибдена расщеплена. Полиэдры урана и молибдена, объединяясь по ребрам, формируют ленты, расположенные в плоскости ab (рис. 2). Ленты объединяются в слои через вершины полиэдров $\text{MoO}_5(\text{H}_2\text{O})$ и $\text{MoO}_4(\text{OH})_2$. Уранил-молибдатные слои связываются за счет системы водородных связей (рис. 2).

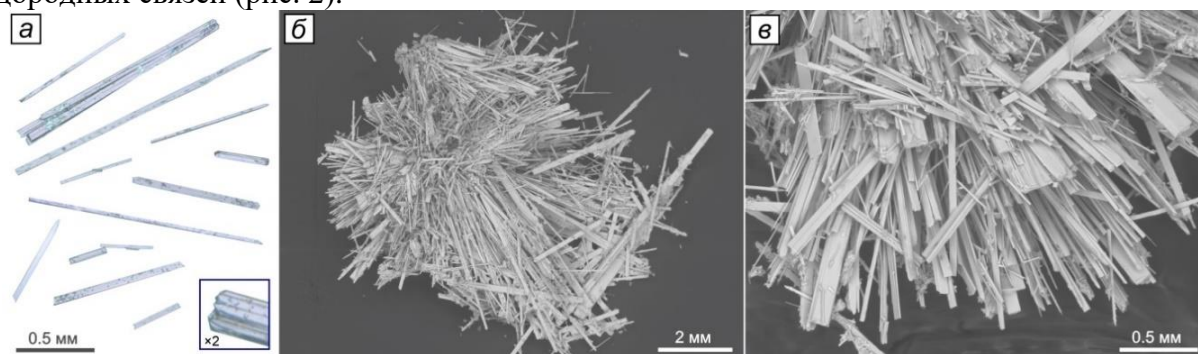


Рис. 1. Изображения игольчатых кристаллов в оптическом микроскопе (а) и в обратно-рассеянных электронах (б,в).

Синтетический аналог моурита устойчив до 250 ± 10 °С, при нагревании в диапазоне 170-250 °С происходит дегидратация соединения вплоть до образования аморфной фазы. Полученные данные хорошо согласуются с ранними термогравиметрическими исследованиями природного моурита [Копченкова и др., 1962], где отмечено два интервала потери массы – 3.5 масс. % H_2O до 200 °С и 4 масс. % H_2O в интервале 200–250 °С. При

температурах выше 450 °С происходит кристаллизация UO_2MoO_4 , MoO_3 и $\text{UMo}_{10}\text{O}_{32}$. До 250 °С термическое расширение соединения резко анизотропно и максимально перпендикулярно плоскости уранил-молибдатных слоев.

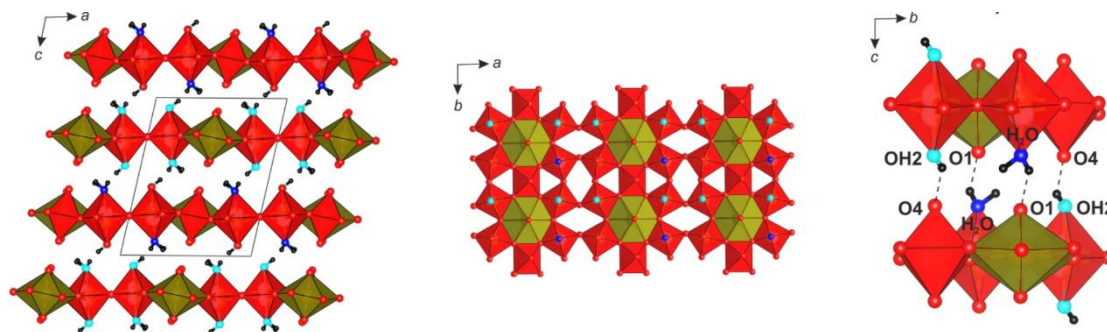


Рис. 2. Проекция кристаллической структуры синтетического моурита. Полиэдры UrO_6 изображены желтым цветом, MoO_6 , $\text{MoO}_5(\text{H}_2\text{O})$ и $\text{MoO}_4(\text{OH})_2$ – красным.

В настоящей работе впервые приводятся данные о методе синтеза аналога моурита и его структурном исследовании. По-видимому, образцы природного моурита могут содержать примеси U^{IV} и Mo^{V} , что приводит к значительному снижению их кристалличности и затрудняет структурные исследования.

Исследования проводились с использованием оборудования Научно-исследовательского парка Санкт-Петербургского государственного университета. Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (грант № 23-17-00080).

Литература:

- Kuporev I.V., Kalashnikova S.A., Gurzhiy V.V. Crystal chemistry and structural complexity of the uranyl molybdate minerals and synthetic compounds // Crystals – 2024 – V. 14. – p. 15–20.
 Smith M.L., Marinenko J. Comparison of mourite from Karnes County, Texas with mourite from the U.S.S.R. // Am. Mineral. – 1971 – V. 56. – p. 163–173.
 Копченкова Е.В., Скворцова Л.В., Силантьева Н.И., Сидоренко Г.А., Михайлова Л.В. Моурит – новый гипергенный урано-молибденовый минерал // Зап. Росс. Мин. Общ. – 1962 – В. 91. – с. 67–71.
 Сережкин В.Н., Осипов Б.С., Чуваев В.Ф. Структура и некоторые физико-химические свойства моурита // Геохимия – 1980 – В. 10. – с. 1557–1562.

КОМПЛЕКСНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПОВЕРХНОСТИ НЕФТЯНОГО СЛАНЦА МЕТОДАМИ ИК-СПЕКТРОСКОПИИ, ИК-МИКРОСКОПИИ И СЭМ-ЭДС

Таныкова Н.Г., Чудова Е.С., Петрова Ю.Ю., Колосова Е.М.

БУ ВО «Сургутский государственный университет», г. Сургут;

E-mail - tanykova_ng@surgu.ru

В условиях истощения традиционных запасов нефти и газа нефтяные сланцы рассматриваются в качестве перспективного альтернативного источника углеводородов (УВ). Однако разведка, освоение и эксплуатация таких нетрадиционных месторождений сопряжены со значительными трудностями, обусловленными сложностью химического состава и высокой гетерогенностью структуры сланцевых пород. Нефтяные сланцы представляют собой мелкозернистые осадочные глинисто-карбонатно-кремнистые породы переменного состава и слоистого строения. Органическое вещество (ОВ) представлено преимущественно керогеном, химическая структура которого варьируется в зависимости от конкретного месторождения.

ОВ находится в тесной взаимосвязи с минеральной матрицей и характеризуется крайне неравномерным распределением. Данная неоднородность обусловлена спецификой седиментационных процессов и условиями диагенеза, которые определяют исходное распределение органического материала. Комплексное исследование состава, структуры и пространственной организации ОВ в нефтяных сланцах является ключевым фактором для оптимизации способов и технологий их поиска, добычи и последующей переработки.

ИК-спектроскопия и микроскопия, и СЭМ-ЭДС представляют собой эффективные инструменты для комплексного анализа нефтяных сланцев. ИК-спектроскопия позволяет провести структурно-групповой анализ нефтяного сланца, а также полуколичественно оценить содержание ОВ [Chen, 2014]. ИК-микроскопия обеспечивает неразрушающую идентификацию функциональных групп ОВ (алифатических, ароматических, кислородсодержащих и др.) и минеральных компонентов (глинистых, кремнистых и карбонатных), а также позволяет визуализировать пространственное распределение ОВ и минералов с помощью инструментов картирования [Chen, 2015]. СЭМ в сочетании с ЭДС обеспечивает нанометровое разрешение при исследовании микроструктуры породы, включая морфологию поверхности и поровое пространство, а также локальный элементный анализ [İnan, 2018].

В работе для комплексного анализа минеральной и органической составляющей горючих сланцев применяли методы инфракрасной (ИК) спектроскопии, ИК-микроскопии и сканирующей электронной микроскопии с энергодисперсионной рентгеновской спектроскопией (СЭМ-ЭДС).

Для исследования был отобран керновый образец нефтеносного сланца из продуктивной толщи Салымского месторождения, расположенного в пределах Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. Согласно данным программируемого пиролиза Рок-Эвал, образец содержит зрелое органическое вещество, катагенетическая стадия соответствует МК₂, что подтверждает его активную фазу генерации УВ.

В ИК-спектрах (4000–400 см⁻¹) в режиме пропускания в таблетках бромида калия (KBr:образец 100:1) идентифицировали следующие полосы поглощения (рис. 1): в области 3700–3600 см⁻¹ – валентные колебания ОН-групп кристаллизационной воды глинистых минералов; 3000–2800 см⁻¹ – валентные колебания С–Н алифатических структур ОВ; 1700–1600 см⁻¹ – валентные колебания С=С ароматических структур ОВ; 1500–1300 см⁻¹ – валентные колебания CO₃²⁻ карбонатных минералов; 1300–900 см⁻¹ – валентные колебания Si–O–Si глинистых и кремнистых минералов; 876 см⁻¹ – деформационные колебания CO₃²⁻ карбонатных минералов; 800–700 см⁻¹ – валентные колебания SiO₂ кварца; 712 см⁻¹ – деформационные колебания CO₃²⁻ карбонатных минералов; 600–400 см⁻¹ – деформационные колебания Si–O глинистых и кремнистых минералов. На основании структурно-группового анализа и с учетом классификации пород баженовской свиты [Макарова, 2017] образец относится к глинисто-карбонатно-кремнистым породам переменного состава.

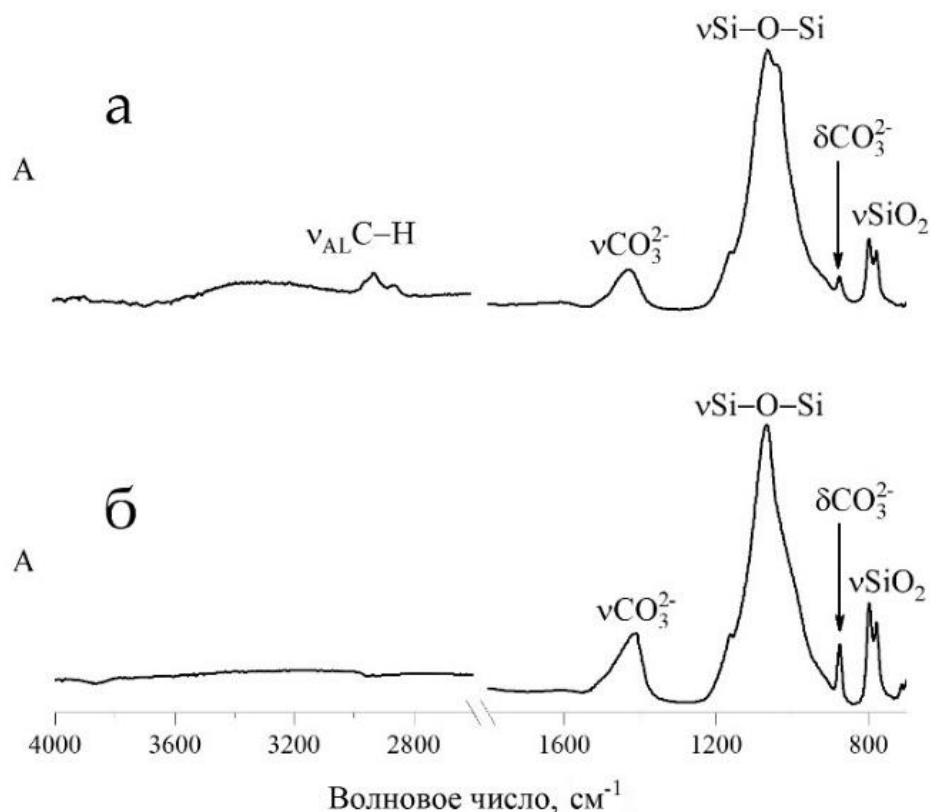


Рис. 1 – ИК-спектры образца нефтяного сланца: а – участок в присутствии ОВ; б – участок в отсутствие ОВ

Содержание ОВ и минеральных компонентов породы оценивали нормированием ИК-спектров по наиболее интенсивным полосам функциональных групп кварца (799 см^{-1}), глинистых (1051 см^{-1}), карбонатных (1450 см^{-1}) минералов и алифатических фрагментов ОВ (2910 см^{-1}).

Согласно полученным данным ИК-спектроскопии, минералогический состав образца характеризуется следующим распределением: среднее содержание кварца составляет 17.2 ± 0.1 масс. %; глинистых минералов – 49.8 ± 1.8 масс. %; карбонатных минералов – 26.2 ± 1.8 масс. %. Эти значения хорошо согласуются с результатами ИК-микроскопии: содержание кварца составляет 14.0 ± 1.4 масс. %; глинистых минералов – 65.0 ± 1.9 масс. %; карбонатных минералов – 20.0 ± 2.1 масс. %. Однако среднее содержание ОВ для двух методов существенно различается: 6.8 ± 0.4 масс. % (ИК-спектроскопия) и 1.0 ± 0.3 масс. % (ИК-микроскопия). Различие обусловлено, в первую очередь, неравномерным распределением ОВ на поверхности образца нефтяного сланца, которое может быть связано с диагенетическими преобразованиями и локальными вариациями минерального состава породы, создающими неоднородный геохимический фон. Результаты картирования поверхности образца по интенсивности полосы поглощения алифатических фрагментов в области $\sim 2910\text{ см}^{-1}$ позволили выделить несколько зон с различным содержанием ОВ: синие (преобладающие) характеризуются низкой интенсивностью полосы поглощения, что соответствует низкому содержанию ОВ (менее 1 масс. %); в зеленых зонах интенсивность полосы поглощения средняя, что указывает на содержание ОВ в пределах 1.0 ± 0.3 масс. %; красные (единичные) отличаются высокой интенсивностью полосы поглощения, свидетельствующей о повышенном содержании ОВ (до 6 масс. %); на участках, обозначенных фиолетовым цветом полосы поглощения, соответствующие ОВ, отсутствуют (Рис. 2).

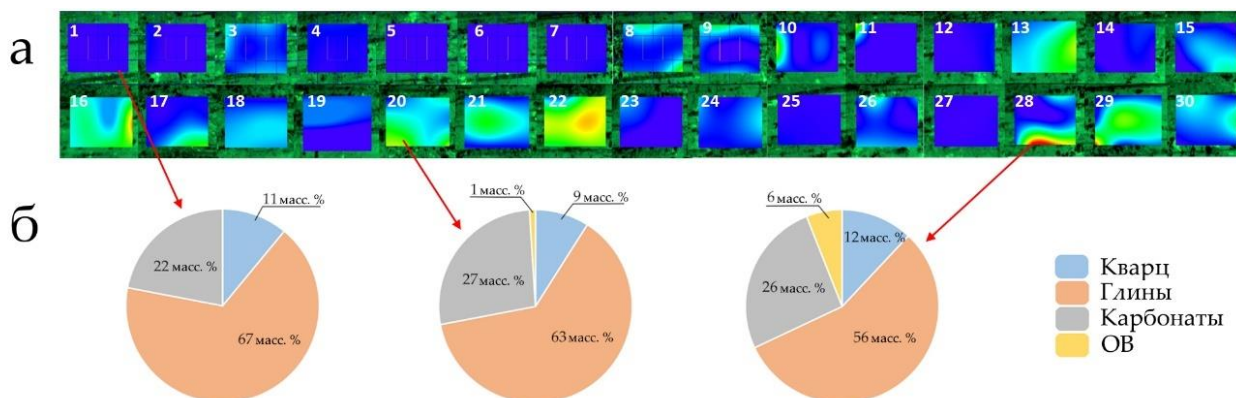


Рис. 2 – Распределение (а) ОВ на поверхности нефтяного сланца по алифатическим фрагментам (С–Н, 2910 см⁻¹) и содержание (б) минералов и ОВ в отдельных зонах

Исследование поверхности методом СЭМ-ЭДС показало сложную морфологию поверхности нефтяного сланца с развитым поровым пространством, заполненным УВ и керогеном. Преобладают мезопоры (10–200 мкм) щелевидной и анизометричной формы, тогда как микропоры (<10 мкм) встречаются редко, а макропоры отсутствуют вовсе.

Результаты элементного анализа показали, что основная массовая доля в образце приходится на кислород, кремний и углерод. Углерод, составляющий 20.4 ± 1.9 масс. %, присутствует как в составе карбонатных минералов (например, арагонит, доломит, кальцит), так и в форме углеродсодержащих органических соединений, включая кероген. Наличие карбонатных минералов подтверждается также присутствием оксида кальция (10.6 ± 1.1 масс. %). Высокое содержание диоксида кремния (41.5 ± 2.5 масс. %) свидетельствует о входящих в состав нефтяного сланца глинистых и кремнистых минералов. Глинистые минералы дополнительно подтверждаются присутствием оксидов алюминия (6.7 ± 0.5 масс. %), натрия (0.7 ± 0.2 масс. %) и калия (1.0 ± 0.1 масс. %). На присутствие пирита в составе породы указывает обнаружение серы (4.1 ± 1.6 масс. %) и железа (3.1 ± 1.4 масс. %).

Комбинированное применение методов ИК-спектроскопии, ИК-микроскопии и СЭМ-ЭДС позволяет всесторонне охарактеризовать состав, структуру и распределение ОВ и минеральной матрицы нефтяных сланцев. Такая детальная информация необходима для достоверной оценки их нефтематеринского потенциала и оптимизации технологий разработки месторождений.

Работа выполнена при финансовой поддержке Правительства Ханты-Мансийского автономного округа – Югры (проект № 2023-227-08, приказ от 20.06.2023 № 10-П-1534).

Литература:

- Макарова, О. М. Основные типы пород баженовской свиты на Сургутском своде и сопредельных территориях // Георесурсы. – 2017. – Ч. 1. – № С. – С. 155-164.
- Chen, Y. Quantitative analysis of shales by KBr-FTIR and micro-FTIR // Fuel. – 2014. – V. 116. – P. 538-549.
- Chen, Y. Applications of micro-Fourier transform infrared spectroscopy (FTIR) in the geological sciences – A Review // Int. J. Mol. Sci. – 2015. – V. 16. – № 12. – P. 30223-30250.
- İnan, S. Formation and occurrence of organic matter-hosted porosity in shales // Int. J. Coal Geol. – 2018. – V. 199. – P. 39-51.

ПОЛИМОРФНЫЕ ПЕРЕХОДЫ В КВАРЦЕВОМ СЫРЬЕ

Теренин С.Ю., Непомнящих А.И., Жабоедов А.П.,
Зимин М.Д., Фёдоров А.М., Канева Е.В.

Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск; dir@igc.irk.ru

Кристаллит (высокотемпературная полиморфная модификация SiO_2) — ключевой материал в ряде высокотехнологичных отраслей: производство инвестиционных литейных форм, прозрачная керамика, наполнители композитов, где требуются низкий коэффициент термического расширения и высокая термостойкость [Pagliari, 2013].

Промышленное получение кристаллита основано на твердофазном переходе кварца при длительном высокотемпературном отжиге. Этот процесс энергоемок и длителен.

Эффективность полиморфного превращения сильно зависит от кинетических факторов, среди которых фракционный состав, чистота и вид исходного кварцевого сырья являются важными параметрами. Фракционный состав напрямую влияет на процесс образования фазы кристаллита, так как сам процесс полиморфного перехода идёт с поверхности частиц, а фракционный состав в первую очередь определяет площадь реакционной поверхности. Чистота исходного кварцевого сырья определяет количество примесных частиц, которые могут стать центрами полиморфного превращения на поверхности частицы [Kjelstadli, 2016].

В качестве объектов исследования выступали кварцевые крупки различного фракционного состава из месторождения суперкварцитов Гарганской зоны Восточноаянского кварцитоносного района. Основными объектами стали крупки фракций - 100 мкм и 300-450 мкм. И крупки, полученные из стекла на основе высокочистого кварцевого сырья [Колобов, 2020]. Для отжига кварцевой крупки использовалась муфельная печь Carbolite gero / HTF 1800 с контроллером Eurotherm 3216. Объекты помещались в платинородиевые тигли ПР-10 с последующим отжигом при различных температурах и времени выдержки на температурной полке.

В качестве методов качественного и количественного анализа выступали инфракрасная спектроскопия (качественное определение наличия фазы кристаллита в очень малых концентрациях) и рентгенофазовый анализ (количественное определение содержания кристаллита, кварца и стекловидной фазы в отожженных образцах) соответственно.

Установлена обратная зависимость между размером частиц и скоростью образования кристаллита. По результатам рентгенофазового анализа отожженных образцов наблюдается появление фазы кристаллита в крупках различного фракционного состава. Однако в крупках с фракцией - 100 мкм этот процесс протекает более интенсивно и за то же время образовывается большее количество (в процентном соотношении по массе) фазы кристаллита рис. 1.

Наблюдается влияние определённых методов обогащения исходного кварцевого сырья на эффективность процесса полиморфного перехода β -кварц \rightarrow β -кристаллит.

Фракционный состав кварцевой крупки является важным фактором эффективности протекания процесса полиморфного перехода β -кварц \rightarrow β -кристаллит.

Уменьшение размера частиц приводит к значительному ускорению фазового перехода β -кварц \rightarrow β -кристаллит за счет увеличения удельной поверхности

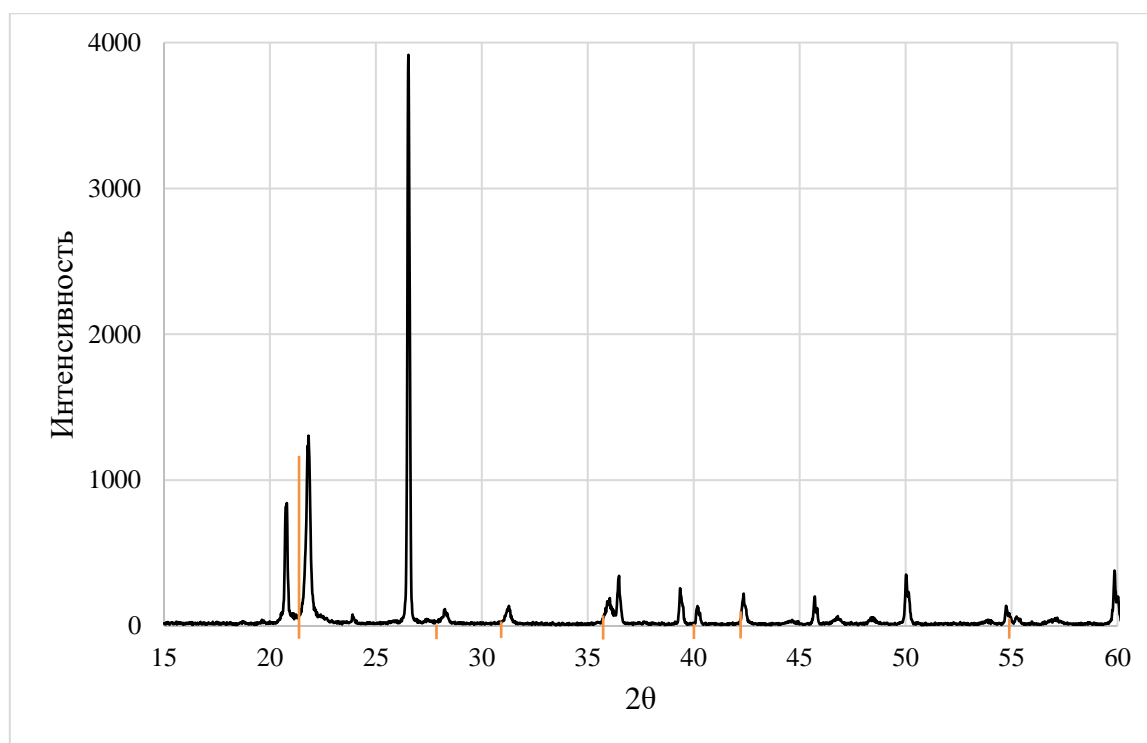


Рисунок 1. Рентгенограмма кварцевой крупки с фракцией -100 мкм после высокотемпературного отжига в течении 10 часов при температуре 1450°C.

Литература:

- Lucia Pagliari A kinetic study of the quartz–cristobalite phase transition / Lucia Pagliari, Monica Dapiaggi, Alessandro Pavese, Fernando Francescon // Journal of the European Ceramic Society Volume 33, Issues 15–16, December 2013, Pages 3403-3410
- Marthe Erdal Kjelstadli Kinetics and Mechanism of Phase Transformations from Quartz to Cristobalite // Trondheim, June 2016 Norwegian University of Science and Technology
- Колобов А. Ю. Особенности кристаллизации и свойств кварцевого стекла, полученного на плазматронах ОАО “Динур” из кварцевого песка раменского месторождения / А. Ю. Колобов, Г. А. Сычева // Физика и химия стекла, 2020, Т. 46, № 3, стр. 281-290

ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ МАГНЕТИЗИРУЮЩЕГО ОБЖИГА ДЛЯ БОГАТЫХ ГЕМАТИТОВЫХ РУД

Терехин Г.Д.^{1,2}, Кондратьев В.В.³

1 - Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук, г. Иркутск

2 - ПАО «Северсталь», г. Череповец, E-mail: gd.terekhin@severstal.com

3 - Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук, г. Иркутск, E-mail: imz@mail.ru

Целью данной работы является исследование возможности повышения качества богатой гематитовой руды за счет применения технологии магнетизирующего обжига с последующей магнитной сепарацией восстановленного продукта. Предметом исследования является богатая гематитовая руда Яковлевского месторождения, содержащая до 62% железа общего. Основным минералом, содержащим железо, является гематит Fe_2O_3 , также присутствует сидерит FeCO_3 , гетит $\text{FeO}(\text{OH})$ и магнетит Fe_3O_4 . Помимо железа, в руде содержатся

литофильные элементы: кремний и алюминий в оксидных формах и в виде минерала каолинита.

Предпосылками проведения данной работы являются уже проведенные исследования по обогащению данной руды стандартными методами: сухой и мокрой магнитной сепарацией, обратной катионной флотацией и методами гравитационного обогащения. Применение сухой и мокрой магнитной сепарации позволяет получить обогащенную на 1 и 4% железа общего магнитную фракцию соответственно, однако массовый выход хвостов (немагнитной фракции) составляет до 80% и в них содержится до 55% железа общего, следствием этого извлечение железа в магнитную фракцию составляет 10-20%, что является неудовлетворительным показателем. Опыты по обратной катионной флотации с применением аминов жирных кислот в качестве собирателя также показали слабый результат: повышение железа на 1-1,5% в камерном продукте с извлечением на уровне 85%. В процессе флотации отмечено наличие глинистой взвеси в камере флотомашины, из-за наличия каолинита в руде. Вероятно, это могло приводить к нарушению селективности флотации. Гравитационное фракционирование выполняли на концентрационном столе, была выделена обогащенная на 6% железа общего фракция, но степень извлечения железа составила 60%, что также является низким показателем.

Суть технологии магнетизирующего обжига состоит в переводе слабомагнитного гематита Fe_2O_3 в магнитные минералы – магнетит Fe_3O_4 и маггемит $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$, которые лучше поддаются магнитным способам обогащения. Для этого необходим нагрев до 500-800 °С и восстановительная газовая среда. В данной работе будет осуществлен подбор оптимальной температуры обжига для получения приемлемых показателей обогащения методом магнитной сепарации [Батишева, 1986].

Основная часть. Первым этапом технологии является подогрев и удаление летучих веществ из углей в трубчатой вращающейся печи с получением полукокса, который используется в качестве восстановителя на следующем этапе. Преимуществом использования полукокса является большая концентрация активного углерода и отсутствие летучих веществ для более стабильного восстановительного процесса.

На втором этапе осуществляется восстановление гематита и продуктов разложения сидерита и гетита до магнетита и гамма-модификации гематита с использованием полукокса в трубчатой вращающейся печи косвенного нагрева, с последующим измельчением огарка и его магнитной сепарацией.



Рисунок 1. Трубчатая вращающаяся печь косвенного нагрева Protherm

Исследование выполняли на базе Лаборатории исследований вторичных ресурсов ПАО «Северсталь». Основным агрегатом исследований является лабораторная трубчатая вращающаяся печь косвенного нагрева Protherm (представлена на рисунке 1), оснащенная бункером с шнековым питателем для подачи шихты и системой герметичной выгрузки огарка для предотвращения обратного окисления восстановленного материала. В качестве сырья для опытов по полукоксованию использовали уголь марки Г, целью опытов являлся подбор оптимальной температуры, фракции и времени обжига для удаления летучих веществ (целевое значение – менее 1%). График зависимости остаточной доли летучих веществ от температуры полукоксования (время термообработки 60 мин) представлен на рисунке 2.

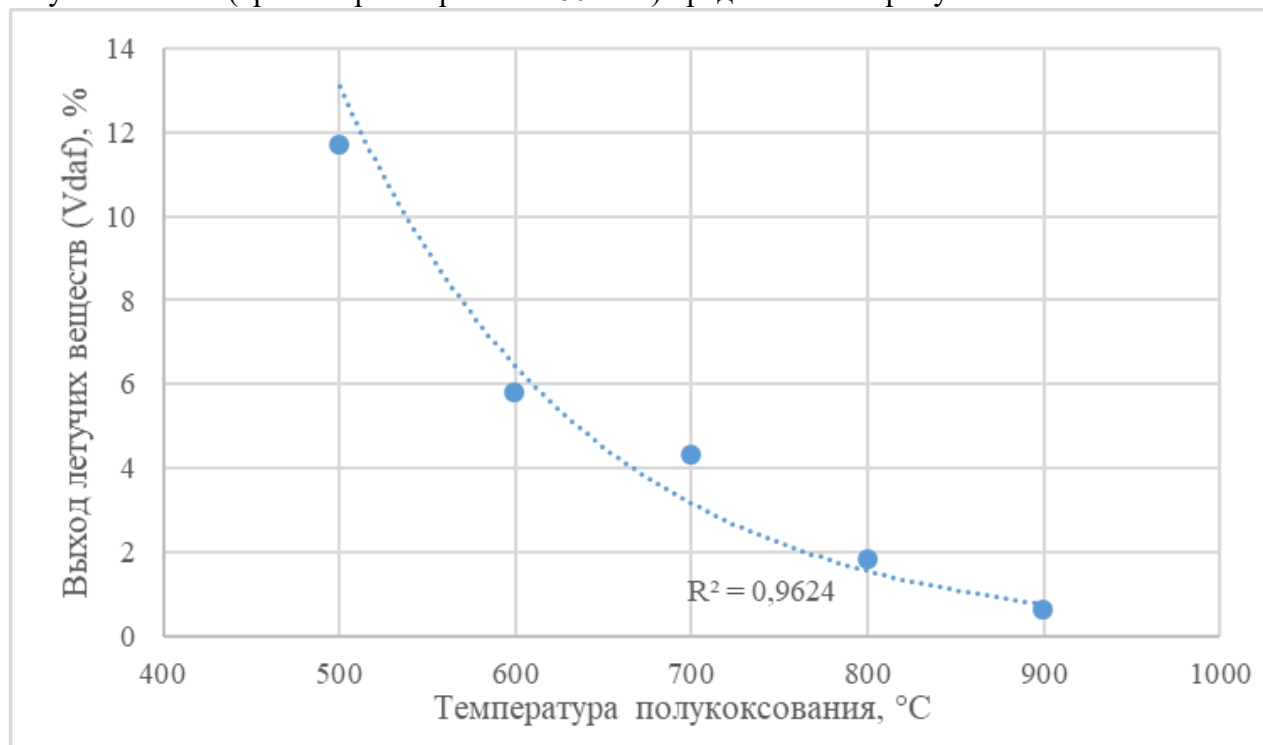


Рисунок 2. График зависимости содержания летучих веществ от температуры полукоксования

По данным, представленным рисунке 2 видно, что после термообработки при температуре менее 900 °C в полукоксе содержится 1,8-11,7% летучих веществ, в свою очередь полукоксование в течение 1 часа при температуре 900 °C позволяет получить полукокс с содержанием летучих веществ 0,6%. Далее, были проведены опыты по подбору оптимальной длительности полукоксования, графики с зависимостью массовой доли летучих веществ после полукоксования от времени термообработки. По итогам проведенным опытов определены оптимальные параметры процесса полукоксования: 45-60 минут при температуре 900 °C. При условии снижения требований к содержанию летучих веществ в полукоксе (менее 2%) процесс можно проводить при 800 °C.

На следующем этапе выполняли опыты по магнетизирующему обжигу с использованием полукокса в качестве восстановителя. Основной задачей является подбор оптимальной температуры обжига для обеспечения полного восстановления гематита, также необходимо учесть, что при температурах около 800 °C возможно восстановление магнетита Fe_3O_4 до слабомагнитного вюститита FeO . Дозировка восстановителя во всех опытах одинакова – 6% сверх массы руды, данный параметр взят стехиометрическим расчетом с избытком в 2 раза (также учитывается содержание углерода в полукоксе). Все опыты проводили при времени выдержки в горячей зоне в 60 мин. Далее, полученный огарок измельчали в дисковом истирателе до фракции менее 125 мкм и подавали на магнитный сепаратор ЭВС-10/5, индукция магнитного поля на зубах вала составила 0,15 Тл. Полученную магнитную и

немагнитную фракцию анализировали на содержание железа общего и рассчитывали извлечение железа в продукты сепарации. Результаты исследований представлены на рисунке 3. [Мухтар, 2015]

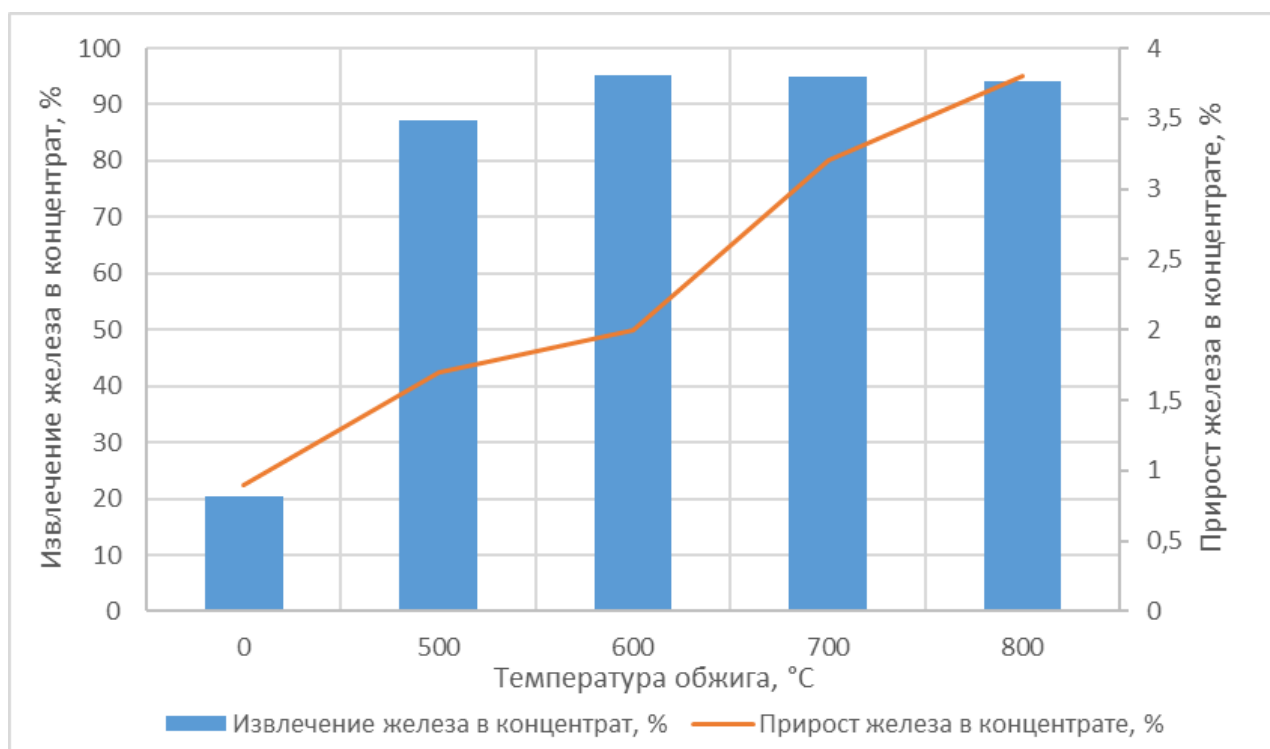


Рисунок 3. Графики зависимости извлечения и прироста железа в магнитной фракции от температуры обжига.

По данным, представленным на рисунке 5, можно сделать вывод, что оптимальная температура магнетизирующего обжига находится в пределах 700-800 °C. При 700 °C удалось увеличить массовую долю железа на 3,2% при показателе извлечения 95%, при повышении температуры до 800°C повышение качества концентрата увеличилось до 3,8% железа общего, но снизился показатель извлечения – до 94,1%. Для сравнения: сухая магнитная сепарация исходной руды без термообработки позволяет поднять массовую долю железа в магнитной фракции на 0,9% с извлечением 20,5%.

По итогам исследований подтверждена эффективность процесса магнетизирующего обжига для богатых гематитовых руд, подобран диапазон температур для получения обогащенного продукта с высоким показателем извлечения.

В дальнейшем необходимо проведение работ по оптимизации расхода восстановителя с сохранением высоких показателей обогащения и исследование возможности частичного повышения температуры процесса для ускорения процесса восстановления. Также необходимо провести работы по подбору оптимального фракционного состава огарка, для повышения селективности магнитной сепарации.

Литература:

- Батишева Т.А. Магнетизирующий обжиг гидроокисных руд с целью их глубокого обогащения: Авт.реф. канд.дисс. – Ленинград, 1986. – 118 с.
 Мухтар А. А., Момынбеков А. Д., Нускабеков Ж. С., Коровушкин В. В.. Обжигмагнитное обогащение бурожелезняковой руды Абаилского месторождения // Обогащение руд – 2015. - № 4. – С. 13-16.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ РАЙОНОВ ДЛЯ РАЗМЕЩЕНИЯ ЛУННОЙ БАЗЫ В СЕВЕРНОЙ ПОЛЯРНОЙ ОБЛАСТИ

Турчинская О.И.¹, Гришакина Е.А.¹, Третьюхина О.С.¹, Слюта Е.Н.¹

1 - Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва;

E-mail: turchinskaya@geokhi.ru

Выбор оптимальной площадки для размещения лунной базы и сопутствующей инфраструктуры оказывает ключевое влияние на формирование сценария лунной программы, логистику доставки оборудования, объёмы работ на поверхности, обеспечение энергией и использование местных ресурсов. Рационально выбранная зона с безопасным рельефом, высокой освещённостью и прямой видимостью Земли позволяет существенно снизить затраты на обслуживание базы и обеспечивает стратегическое преимущество по сравнению с менее благоприятными районами.

Выбор и сравнительный анализ потенциальных мест для размещения лунной базы проводился не только на основе требований, определяемых конкретными научными и практическими задачами [Слюта, 2014], но и на основе общих требований к району размещения обитаемой лунной базы. Это радиационная и прочая безопасность, включая стабильную и прямую радиосвязь с Землей, максимальная комфортность в условиях лунной среды и, наконец, максимальная экономичность долгосрочной эксплуатации базы, которая обеспечивается использованием местных ресурсов и постоянным и непрерывным источником неисчерпаемой энергии.

Полярные регионы Луны характеризуются уникальными условиями освещённости, обусловленными малым наклоном оси вращения Луны ($\approx 1,5^\circ$). [Ward, 1975]. Известно, что днища ударных кратеров вблизи полюсов являются постоянно затенёнными и до них никогда не доходит солнечный свет [Vasavada, 1999; Paige, 2010]. В результате на вершинах кратеров возможно длительное солнечное освещение, в то время как их днища находятся в вечной тени, создавая «холодные ловушки» — потенциальные резервуары водяного льда [Nozette, 2001].

Рассматриваемая область характеризуется сложным рельефом, представленным относительно высокими уклонами поверхности с многочисленными ударными кратерами различных размеров от пределов разрешения изображений до десятков км. Важным требованием также является степень освещённости и радиовидимости, которые в полярной области зависят не только от широты, но и от рельефа поверхности. Дополнительным вызовом является относительно небольшая площадь доступной из-за технических требований территории.

Была создана карта пригодности для размещения посещаемой лунной базы в северной полярной области Луны (до 80° с.ш.), основанная на анализе ключевых параметров (рис.1). Выделение потенциальных участков осуществлялось на основе комплексной оценки рельефа, условий солнечной освещённости, видимости Земли, а также пространственного распределения водяного льда (рис. 2).

Территории, закрашенные в чёрный цвет, отражают зоны, неблагоприятные для базирования, так как характеризуются одновременно уклонами более 15° , освещённостью Солнцем менее 35% и видимостью Земли ниже 50% (рис. 1). Потенциальные районы лунной базы расположены преимущественно вблизи точек с максимальной инсоляцией, что критически важно для работы солнечных панелей и, следовательно, для энергетической автономности базы.

Особое внимание при выборе участков уделялось распределению водного эквивалента водорода (ВЭВ). Эти данные указывают на возможное присутствие водяного льда в реголите. Этот ресурс может использоваться для получения воды, кислорода и водорода — важнейших компонентов системы жизнеобеспечения и производства топлива. Выбранные участки

сочетают геоинженерные и ресурсные преимущества, что делает их наиболее перспективными в рамках реализации стратегии освоения Луны.

Создание карты пригодности и детализированное картографирование потенциальных участков базирования выполнялось в ПО ArcGIS. В рамках анализа были созданы следующие материалы: цифровые модели рельефа; карты уклонов на основе созданных ЦМР; мозаики снимков; карты средней солнечной освещённости и средней видимости Земли по данным [Mazarico, 2011]; а также карта распределения водного эквивалента водорода (ВЭВ) по данным спектрометра LEND (LRO) [Slyuta, 2023]. Для каждого из 11 участков были построены серии карт с максимально возможным пространственным разрешением, соответствующим исходным данным: от 0.6 до 5 м для мозаик из снимков (LROC NAC) и от 5 до 20 м для цифровых моделей рельефа (LOLA LRO). Применение ГИС-инструментов позволило провести пространственный анализ, осуществить классификацию участков и наглядно визуализировать параметры, определяющие инженерную и научную ценность исследуемых территорий.

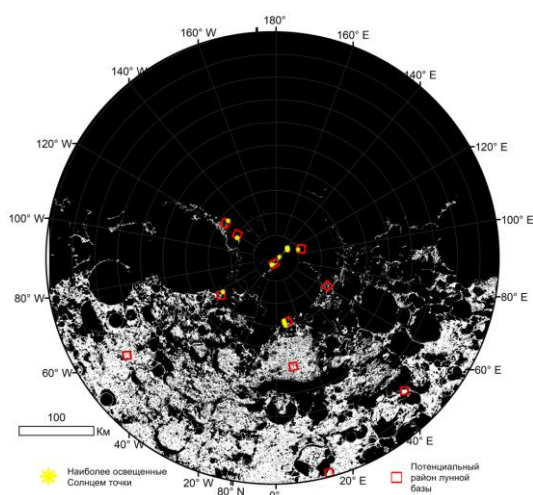


Рисунок 1. Карта пригодности северной полярной области для размещения лунной. Территории, пригодные для базирования по инженерно-техническим требованиям, показаны белым цветом.

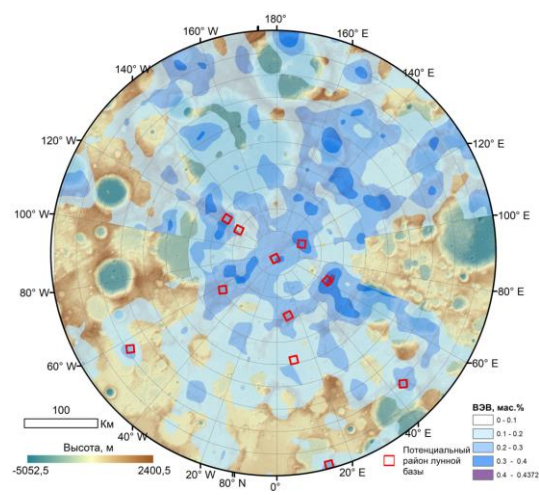


Рисунок 2. Карта северной полярной области по данным АМС «LRO», НАСА с наложенной картой распределения месторождений ВЭВ по данным [Slyuta, 2023].

На основании анализа вышеупомянутых параметров, были выделены одиннадцать участков в Северной полярной области Луны (рис. 3).

Таким образом, выделенные районы представляют собой оптимальное сочетание освещённости, ровного рельефа, устойчивой связи с Землёй и близости к потенциальным источникам водяного льда, что делает их наиболее перспективными для размещения посещаемой лунной базы.

Каждая площадка представляет собой уникальную топографическую формацию с различными характеристиками высот и их перепадов в пределах площадки.

По совокупности параметров наиболее перспективными для размещения лунной базы являются участки N3, N9 и N10. Эти площадки объединяют несколько критически важных характеристик: наличие зон с длительной инсоляцией (до 76–82%), преобладание пологих участков с уклонами менее 15°, стабильную радиовидимость (в среднем 40–60%) и расположение в областях с повышенным содержанием водного эквивалента водорода (0.2–0.3%, местами до 0.4%). Такой баланс параметров обеспечивает им высокий приоритет с точки зрения энергетической автономии, инженерной надёжности и ресурсной обеспеченности.

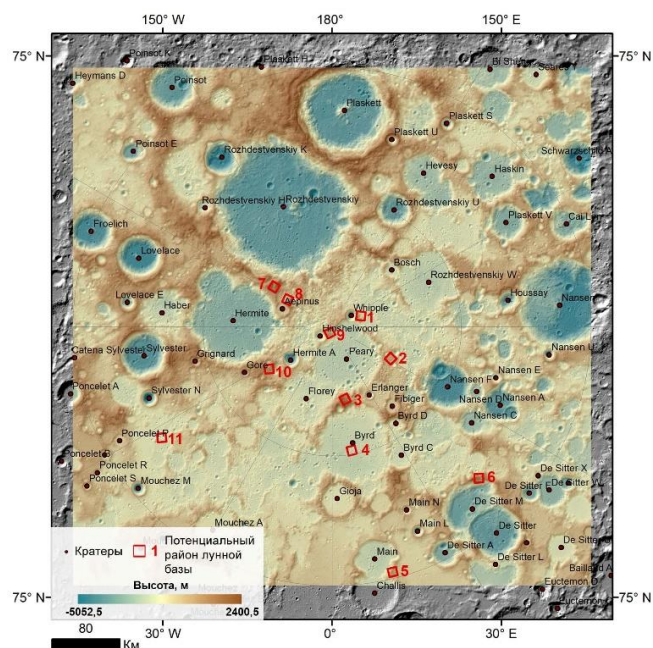


Рисунок 3. Обзорная карта потенциальных площадок в Северной полярной области Луны для размещения лунной базы. Нумерация приведена в произвольном порядке. Карта построена по данным лазерной альтиметрии LOLA LRO NASA.

Площадки N1, N4 и N7 также представляют интерес, благодаря ровному рельефу, наличию точек с высокой освещённостью и вероятному присутствию водяного льда. Однако их использование может потребовать частичной инженерной адаптации — например, в связи с ограниченной радиовидимостью (N1, N7) или умеренной инсоляцией (N4). При наличии соответствующих решений эти участки могут служить резервными или вспомогательными зонами в рамках более широкой инфраструктуры.

Менее предпочтительными оказались участки N5, N6, N8 и N11. У N5 и N6 отмечены значительные перепады рельефа и недостаточный уровень ВЭВ; у N8 — крайне низкая видимость Земли, несмотря на высокий энергетический потенциал; участок N11 при благоприятном рельефе и хорошей видимости Земли не демонстрирует значимых признаков наличия льда и характеризуется низкой инсоляцией. Эти районы могут использоваться точечно — например, как временные или ресурсные зоны, при условии развитой логистической и энергетической поддержки.

Литература:

- Mazarico E., Neumann G.A., Smith D.E., Zuber M.T., Torrence M.H. Illumination conditions of the lunar polar regions using LOLA topography // *Icarus* – 2011. – V. 211. – P. 1066-1081.
- Nozette S., Spudis P.D., Robinson M., Bussey D.B.J., Lichtenberg C., Bonner R. Integration of lunar polar remote-sensing data sets: Evidence for ice at the lunar south pole // *J. Geophys. Res.* – 2001. – Vol. 106, No. E19. – P. 23253–23266.
- Paige D.A., Foote M.C., Greenhagen B.T., Schofield J.T., Calcutt S., Vasavada A.R. et al. The Lunar Reconnaissance Orbiter Diviner Lunar Radiometer Experiment // *Space Sci. Rev.* – 2010. – Vol. 150, No. 1–4. – P. 125–160. – <https://doi.org/10.1007/s11214-009-9529-2>.
- Slyuta E.N., Turchinskaya O.I., Tretyukhina O.S., Sanin A.B., Mitrofanov I.G., Litvak M.L. Forecast water ice reserves in the Moon Polar regions by the “LEND” data // *Lunar Planet. Sci. Conf.* – 2023. – Vol. 54. – Abstract #1089.
- Vasavada A.R., Paige D.A., Wood S.E. Near-surface temperatures on Mercury and the Moon and the stability of polar ice deposits // *Icarus*. – 1999. – Vol. 141. – P. 179–193. – <https://doi.org/10.1006/icar.1999.6175>.
- Ward W.R. Past orientation of the lunar spin axis // *Science*. – 1975. – Vol. 189. – P. 377–379.
- Слюта Е.Н., Галимов Э.М., Маров М.Я. Тематическая геологическая съёмка и предварительная геологическая разведка (на Луне) // *Фундаментальные космические исследования*. – 2014. – Т.2. – С. 103–128.

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

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

1 - ИЭМ РАН, г. Черноголовка; E-mail - sonya.ushakova.2017@gmail.com;

2 - Кафедра петрологии и вулканологии МГУ, г. Москва,

3 - ИГЕМ РАН, г. Москва

Архейские гранит-эндербитовые комплексы являются ключевыми объектами для изучения процессов эволюции континентальной коры в докембрии. Они широко развиты в пределах Беломорского подвижного пояса (БПП) Карелии, однако в большинстве массивов первичные магматические особенности пород стёрты наложенным палеопротерозойским метаморфизмом [Козловский и др., 2023]. В этом контексте массив Поньгома-Наволоки представляет исключительный интерес, поскольку архейские и раннепротерозойские гранитоиды сохранились в нём в виде блоков, заключённых между палеопротерозойскими зонами пластических деформаций [Козловский и др., 2018]. Основу массива составляют двупироксеновые энтербиты, а поздняя дайковая фаза представлена жилами пегматоидных и мелкозернистых лейкогранитов. Кроме того, в теле массива присутствуют блоки амфиболитов, которые, вероятно, представляют собой фрагменты стенок или кровли магматической камеры, захваченные внедряющимся энтербитовым расплавом.

Петрографические, геохимические и экспериментальные данные указывают на то, что формирование энтербитового расплава происходило в условиях высоких температур и давлений — порядка 11 кбар и $>900^{\circ}\text{C}$, что согласуется с моделью частичного плавления амфиболитов. Моделирование условий генерации расплава в программном комплексе PERPLE_X (с содержанием воды ~ 1.5 мас. %) предсказывает его появление при 10.5–11 кбар и $900\text{--}950^{\circ}\text{C}$ [Козловский и др., 2023]. Для экспериментальной проверки были использованы порошки амфиболита из обрамления массива (ПНГ_27), содержащие первичный гранат. Проведённая серия экспериментов при 15, 10 и 7 кбар и температурах от 800 до 1000°C позволила проследить последовательность плавления. Уже при 900°C начинается перитектическое плавление амфибола с образованием граната, нового амфибола и клинопироксена, а при 950°C появляется расплав, близкий по составу к природным энтербитам. При 1000°C амфибол растворяется полностью. Появление ортопироксена наблюдается исключительно при 7 кбар, что может указывать на потенциальную роль низкотемпературных условий в истории массива.

Происхождение лейкогранитов массива остаётся дискуссионным. Согласно первой гипотезе, лейкограниты могли образоваться в ходе дифференциации энтербитовой магмы с накоплением SiO_2 , K_2O и летучих компонентов (H_2O , F, Cl) [Козловский и др., 2023]. Альтернативная гипотеза рассматривает лейкограниты как результат метасоматической переработки энтербитов при взаимодействии с внешними флюидами, сопровождавшейся частичным плавлением [Король, 2018].

Для проверки последней гипотезы были проведены эксперименты по воздействию флюида $\text{H}_2\text{O}\text{--}\text{CO}_2\text{--}\text{KCl}$ с различными соотношениями $\text{KCl}/(\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2)$ на энтербиты при 5 кбар и $800\text{--}900^{\circ}\text{C}$. В результате была зафиксирована реакция между биотитом, ортопироксеном и плагиоклазом, приводящая к образованию ассоциации калиевого полевого шпата и клинопироксена, а также возникновению расплава, близкого по составу к лейкогранитам. Это подтверждает, что метасоматические процессы могли вносить значительный вклад в формирование поздней фазы массива.

Таким образом, совмещение петрологических, геохимических и экспериментальных данных позволяет предложить комплексную модель формирования массива Поньгома-

Наволоки, включающую как магматические, так и метасоматические процессы, реализовавшиеся в условиях высоких температур и давлений, типичных для архейской нижней континентальной коры.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 25-47-00073 (<https://rscf.ru/project/25-47-00073>).

Литература:

Козловский В.М. и др. Источник и условия генерации гранитоидных расплавов в архейских чарнокит-эндербитовых комплексах Карелии (на примере массива Поньгома-Наволоки) // Геохимия. 2023. Т. 68. № 11. С. 1113–1132.
Козловский В.М., Травин В.В. и др. Первые данные о возрасте и Р–Т-условиях формирования зон пологого разгнейсования Беломорского подвижного пояса // Докл. РАН. 2018. Т. 480. № 2. С. 204–209.
Король Н.Е. Метаморфическая эволюция Поньгомнаволоцкого гранулит-эндербит-чарнокитового комплекса // Труды КарНЦ РАН. 2018. № 11. С. 34–56.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИЙ ОСНОВНЫХ ИОНОВ В ВОДЕ РУСЛОВОЙ ЧАСТИ И ЗАЛИВАХ ИРКУТСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Хомматлиев Г.Б.¹, Полетаева В.И.¹, Пастухов М.В.¹, Долгих П.Г.¹

1 - *Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск;*

E-mail: hom@igc.irk.ru

Высокая эксплуатационная доступность поверхностных водоемов предопределяет возрастание хозяйственного и рекреационного потенциала территории, что ускоряет процессы урбанизации прибрежных зон. Расширение сельскохозяйственных площадей и усиление антропогенной нагрузки в пределах водосборных бассейнов закономерно индуцируют негативную трансформацию гидрохимических параметров водных экосистем. Формирование гидрохимического режима поверхностных водоёмов находится под детерминирующим влиянием комплекса природных факторов и антропогенных воздействий различной интенсивности. [Ochoa-Contreras et al., 2021; Zhao et al., 2012]

Одним из значимых воздействий антропогенного характера, изменившее экосистемы оз. Байкал и р. Ангары (единственный поверхностный сток озера) является создание в 1957-1962 гг. Иркутского водохранилища (длина 55 км). Водохранилище входит в состав Байкало-Ангарской водной системы — крупнейшего в мире пресноводного бассейна, а значит имеет стратегическое значение и служит не только объектом питьевого водоснабжения, а также рыбохозяйственного промысла. В связи с этим особую актуальность приобретает исследование, направленное на изучение потенциальной изменчивости его гидрохимических характеристик, а также анализ антропогенного воздействия на его экосистему.

Исследование базируется на данных мониторинга, проведенного по акватории Иркутского водохранилища в 2012 и 2024 годах. Мониторинговые станции охватывают русловую часть и заливы водохранилища. На участках, где глубина превышала 2 м, пробы отбирали с двух горизонтов: поверхностного (0,5 м) и придонного (1 м от дна) батометром Ocean Test 110A. Лабораторные исследования водных проб выполнены в Центре коллективного пользования «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН (г. Иркутск). Анализ содержания основных ионов, включая SO_4^{2-} , Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ и K^+ , проводили методом капиллярного электрофореза с использованием аналитической системы «Капель» (производство Lumex, Россия). Концентрацию гидрокарбонат-ионов (HCO_3^-) определяли титриметрическим методом.

Результаты показали, что воды Иркутского водохранилища маломинерализованные. Минерализация в русловой части составила от 90,0 до 102,1 мг/л (среднее 96,2 мг/л), в заливах – от 56,7 до 155,1 мг/л (среднее 95,3 мг/л).

Мониторинговые исследования, проводимые с прошлого века и продолжающиеся в настоящее время, показали, что в воде пелагиали оз. Байкал концентрации основных ионов стабильны как в сезонном, так и межгодовом аспекте и изменяются в пределах точности методов измерения [Вотинцев, 1961; Домышева и др., 2019]. Сравнение литературных данных по концентрации главных ионов в водах оз. Байкал [Домышева и др., 2019] с данными по истоку р. Ангары настоящего исследования показывают сходство этих значений: HCO_3^- – 65,1 и 66,0 мг/л; SO_4^{2-} – 5,3 и 6,3 мг/л; Cl^- – 0,46 и 0,61 мг/л; Ca^{2+} – 16,0 и 16,6 мг/л; Mg^{2+} – 3,0 и 3,1 мг/л; Na^+ – 3,4 и 3,5 мг/л; K^+ – 0,96 и 1,0 мг/л, соответственно.

Близость значений наблюдается и при сопоставлении литературных данных по Иркутскому водохранилищу с данными настоящего исследования по русловой части. В работе Николаевой М.Д. (1964) концентрации HCO_3^- составляют от 61,8 до 67,0 мг/л, Карнауховой Г.А. (2018) – в среднем 66,5 мг/л, в представленном исследовании – от 59,5 до 65,4 мг/л (среднее 63,0 мг/л) за 2012 г. и от 61,2 до 68,6 мг/л (среднее 64,6 мг/л) за 2024 г. По результатам Николаевой концентрации SO_4^{2-} составляют от 4,0 до 5,5 мг/л, Карнауховой – в среднем 5,6 мг/л, представленного исследования – от 4,0 до 5,8 мг/л (среднее 5,0 мг/л) за 2012 г. и от 5,02 до 7,57 мг/л (среднее 5,96 мг/л) за 2024 г. Концентрации Cl^- составляют в работе Николаевой от 1,3 до 2,8 мг/л, Карнауховой – в среднем 0,9 мг/л, в представленном исследовании – от 0,8 до 1,2 мг/л (среднее 1,0 мг/л) за 2012 г. и от 0,36 до 0,79 мг/л (среднее 0,56 мг/л) за 2024 г. Содержание Ca^{2+} в воде в работе Николаевой составляет от 14,1 до 16,8 мг/л, Карнауховой – в среднем 16,1 мг/л, в представленном исследовании от 12,7 до 17,7 мг/л (среднее 15,3 мг/л) за 2012 г. и от 13,5 до 17,9 мг/л (среднее 16,2 мг/л) за 2024 г. Концентрации Mg^{2+} по результатам Николаевой составляют от 2,5 до 4,0 мг/л, Карнауховой – в среднем 3,6 мг/л, представленного исследования – от 2,1 до 5,7 мг/л (среднее 3,6 мг/л) за 2012 г. и от 2,7 до 3,4 мг/л (среднее 3,2 мг/л) за 2024 г. Содержание в воде Na^+ в представленном исследовании составляют от 3,4 до 3,6 мг/л (среднее 3,5 мг/л) за 2012 г. и от 2,6 до 4,3 (среднее 3,6 мг/л) за 2024 г. По результатам настоящего исследования концентрации K^+ составляют от 0,8 до 1,1 мг/л (среднее 1,0 мг/л) за 2012 г. и от 0,85 до 1,11 мг/л (среднее 1,01 мг/л) за 2024 г. В предыдущих исследованиях содержание в воде Na^+ и K^+ представлены в виде суммы концентраций, и составляют в работе Николаевой от 2,8 до 6,8 мг/л, Карнауховой – в среднем 3,8 мг/л. Сходство концентраций главных ионов определяет достаточную степень постоянства основного ионного состава во временном аспекте.

Как в оз. Байкал, так и в Иркутском водохранилище к доминирующим катионам в воде относится – Ca^{2+} , анионам – HCO_3^- . Химический состав их вод характеризуется, как гидрокарбонатный кальциевый. В период исследований в воде русловой части водохранилища, большинство концентрации основных ионов изменяются в диапазоне среднее $\pm 2\sigma$. В пределах $\pm 3\sigma$ изменяются концентрации SO_4^{2-} , Cl^- в 3 пробах воды. Незначительная вариабельность концентраций главных ионов в пределах русловой части Иркутского водохранилища определяются, в первую очередь, интенсивностью его водообмена. Кожова О.М. (1964) отмечает, что со второй половины 1959 г. интенсивность водообмена водохранилища составляет около 28 раз/год. Характер гидрологического режима, близкие средние концентрации основных ионов, а также аналогичные показатели минерализации в водах озера Байкал, истока реки Ангара и русловой зоны водохранилища указывают на то, что основным источником растворённых веществ для водохранилища является сток из озера.

В заливах водохранилища, в отличие от русловой части, наблюдается большая неоднородность основного ионного состава. Концентрации HCO_3^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , выходящие за диапазон $\pm 3\sigma$, отмечены в 2 пробах, Cl^- – в 3 пробах, Na^+ – в 1 пробе. Присутствуют отличия медианных значений от средних для концентрации Cl^- (среднее – 0,72 мг/л; медиана – 0,57 мг/л) и SO_4^{2-} (среднее – 7,5 мг/л; медиана – 6,1 мг/л).

Относительно русловой зоны концентрации Cl^- повышаются в заливах нижней (приплотинной) части водохранилища, испытывающих антропогенную нагрузку от населенных пунктов. В зал. Топка (воздействие поселков Молодежный и Новая Разводная) – 2,3 мг/л (правый отрог) и 1,6 мг/л (левый отрог), в зал. Чертугеевский (воздействие г. Иркутск, речного порта) – 1,5 мг/л, в зал. Ерши – 1,4 мг/л.

Повышенные, по сравнению с русловой частью, концентрации сульфат-ионов выделяются в воде 4 заливов правого берега верхней части водохранилища: залив Никулиха (13,2 мг/л), залив Большой (10,5 мг/л), залив Тальцы (21,0 мг/л), залив Бурдугуз (34,6 мг/л). Для всех четырех заливов характерны малые глубины и замедленный водообмен с русловой частью водохранилища. В связи с этим, увеличивается функциональная роль впадающих в заливы притоков, в существенной мере определяющих состав главных ионов. Помимо сульфат-ионов в воде зал. Бурдугуз повышены концентрации HCO_3^- (82,2 мг/л), Ca^{2+} (24 мг/л) и Mg^{2+} – (7,6 мг/л), в зал. Тальцы – HCO_3^- (72,2 мг/л), Ca^{2+} (21 мг/л), Mg^{2+} (4,6 мг/л). В свою очередь, в питающих заливы реках Бурдугуз и Тальцинка также зарегистрированы повышенные концентрации ионов: HCO_3^- – 86,6 и 95,2 мг/л, Ca^{2+} – 25,5 и 34,5 мг/л, Mg^{2+} – 9,4 и 10,9 мг/л, SO_4^{2-} – 25,5 и 34,5 мг/л, соответственно. На фоне увеличенных концентраций SO_4^{2-} , воды заливов Большой и Никулиха содержат наименьшие по всей выборке проб концентрации HCO_3^- (46,1 и 26,0 мг/л, соответственно) и Ca^{2+} (11,0 и 9,0 мг/л, соответственно). Такая же тенденция установлена и для притоков этих заливов – р. Большая и р. Никулиха, в которых зафиксированы повышенные концентрации SO_4^{2-} (16 и 19 мг/л) и пониженные HCO_3^- и Ca^{2+} – 35,6 и 36,6 мг/л, 7,0 и 8,1 мг/л, соответственно.

Таким образом, состав главных ионов воды русловой части Иркутского водохранилища обладает достаточным постоянством, как во временном аспекте, так и по акватории водоема. Это обусловлено доминирующим влиянием стабильных по гидрохимическому составу вод оз. Байкал, питающих водохранилище, и интенсивным водообменом. В водах заливов водохранилища гидрохимический состав более изменчив за счет антропогенной нагрузки и приходной составляющей стока, связанной с притоками водоема.

Литература:

- Ochoa-Contreras R., Jara-Marini M.E., Sanchez-Cabeza J.A., Meza-Figueroa D.M., Pérez-Bernal L.H., Ruiz-Fernández A.C. Anthropogenic and climate induced trace element contamination in a water reservoir in northwestern Mexico. // *Environ. Sci. Pollut. Res.* – 2021. – V. 28. – P. 16895–16912
- Zhao Q., Liu S., Deng L., Yang Z., Dong S., Wang C., Zhang Z. Spatio-temporal variation of heavy metals in fresh water after dam construction: A case study of the Manwan Reservoir, Lancang River // *Environ Monit Assess.* – 2012. – V. 184. – P. 4253–4266.
- Вотинцев К. К. Гидрохимия озера Байкал. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – 311 с.
- Домышева В.М., Сорокикова Л.М., Синюкович В.Н., Онишук Н.А., Сакирко М.В., Томберг И.В., Жученко Н.А., Голобокова Л.П., Ходжер Т.В. Ионный состав воды озера Байкал, его притоков и истока реки Ангара в современный период. // *Метеорология и Гидрология.* – 2019. – № 10. – С. 77–86.
- Карнаухова Г.А. Изменение гидрохимического состава воды в процессе эксплуатации Иркутского водохранилища. // *Метеорология и Гидрология.* – 2018. – № 7. – С. 87–96.
- Кожова О.М. Общая физико-географическая характеристика Иркутского водохранилища // *Труды Лимнологического института Сибирского отделения Академии наук СССР.* – М.: Издательство «Наука», 1964. – Т. II (31). – С. 3–16.
- Николаева М.Д. К гидрохимии Иркутского водохранилища // *Биология Иркутского водохранилища / Под ред. Г.И. Галазия. Труды Лимнологического института.* – М.: Издательство «Наука», 1964. – Т. II (31). – С. 17–40.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОЧВ ПРОМЫШЛЕННОЙ ТЕРРИТОРИИ (Г. УСОЛЬЕ-СИБИРСКОЕ)

Цветкова Е.А.¹, Полетаева В.И.², Пастухов М.В.³, Баенгуев Б.А.⁴

1 - Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск;

E-mail - e.tsvetkova@igc.irk.ru

К серьезным техногенным преобразованиям ландшафтов привела деятельность промышленной зоны г. Усолья-Сибирского (Иркутская область), расположенной в Ангара-Бельском междуречье. Вследствие работы основного производства – хлорно-щелочного завода «Усольехимпром» (УХП) в почвы промышленной зоны и прилегающей к ней территорий поступило колоссальное количество Hg, что вызвало загрязнение, как почвенного покрова, так и других компонентов природной среды [Коваль и др., 2006]. Закрытие завода в 2012 г. привело к уменьшению объемов сточных вод промышленной зоны и, как следствие, снижению поступления Hg и других загрязнителей в окружающую среду [Цветкова и др., 2024]. Однако, учитывая продолжительный период антропогенной нагрузки, наличие действующих производств и критическое состояние инфраструктуры, а также способность почв накапливать продукты техногенеза, мониторинговые исследования, направленные на изучение химического состава почв, остаются крайне актуальными. Особенно важным это становится в региональных климатических условиях Сибири, которые предопределяют, что почвенный покров может влиять на состав поверхностного ~~талого~~ стока, обеспечивающего значительный вклад в миграцию веществ в районе исследований.

Для изучения химического состава почв промышленной зоны и прилегающих к ней территорий отобрано 70 проб почв. Пробоотбор производился из верхнего горизонта почв глубиной 5-15 см методом конверта. Определение концентраций Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Ti, Mn и Fe выполнено методом рентгенофлуоресцентного анализа в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН.

Почвы территории исследования, в основном, серые лесные с локальными участками чернозема и дерново-карбонатных почв. На примыкающих к промышленным объектам участках почвенный покров сменен техногенным грунтом. Результаты химического анализа показали, что образцы почв в основном околонеутральные (46%) и слабощелочные (41%): диапазон pH составляет 5,0–8,7 при среднем 7,3. Слабокислые почвы имеют наименьшую встречаемость (13% образцов). Эти образцы почв отобраны на участках вблизи техногенных объектов (неорганизованное размещение производственных отходов, шламонакопитель и заброшенные канализационно-очистные сооружения (КОС) УХП), а также на некоторых удаленных от крупных техногенных объектов участках.

В пределах исследуемой территории накопление элементов в почвах подвержено значительным изменениям. Наибольшим вариациям подвержены концентрации Mn (коэффициент вариации (CV)=393%). Медиана его концентраций ниже средних в 3 раза (рис.). Вместе с этим, такие вариации связаны только с 7% образцов, отобранных вблизи шламонакопителя и его дренажной канавы (ДК). В них наблюдается превышения концентраций Mn относительно медианы (от 3 до 87 раз) и почвенных кларков (0,085% [Виноградов, 1962]), (0,073% [Aleksenko, 2014]) и рекомендованного для эколого-геохимических оценок кларка (0,077%) согласно [Касимов и Власов, 2015].

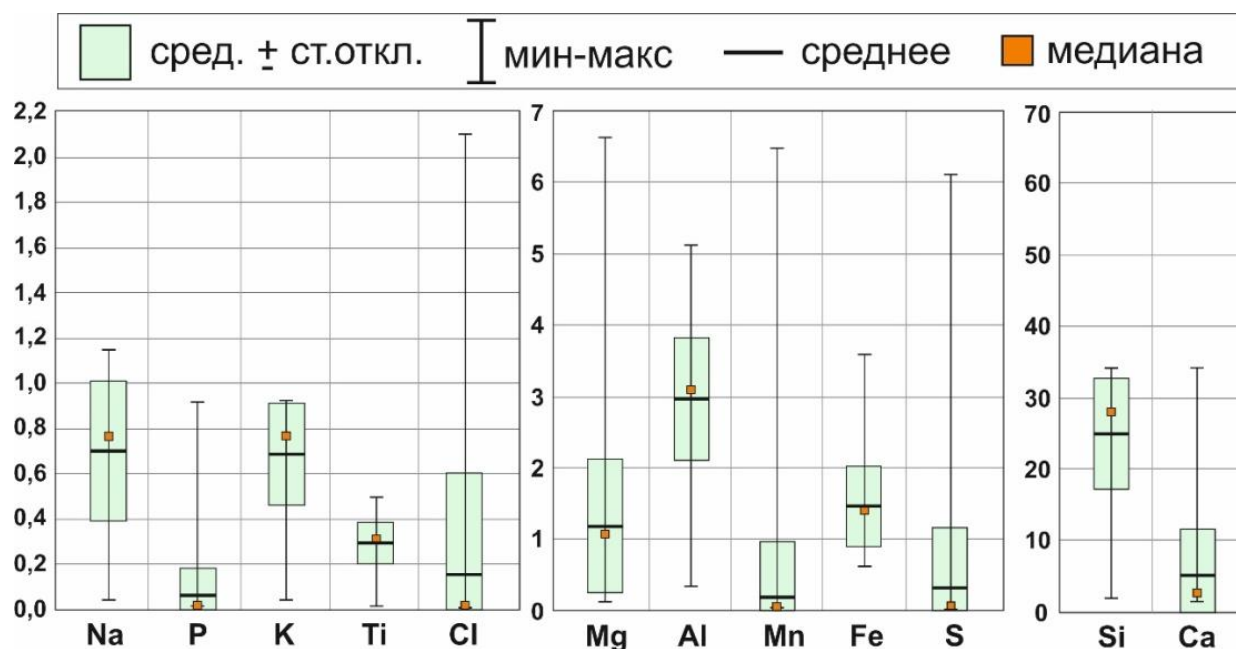


Рис 1. Концентрации элементов в почвах промышленной территории, мас. %

Пространственное распределение концентраций S и Cl также неоднородно: CV составил 274 и 286%, соответственно, а средние концентрации S и Cl значительно выше медианы (в 4 и 7 раз, соответственно). Для S превышение медианных показателей (от 3 до 76 раз) и почвенного кларка (0,085% [Виноградов, 1962]) наблюдается в 20% образцов, для Cl – в 29% образцов (от 3 до 88 раз), относительно медианы и в 34%, относительно кларка (0,017% [Виноградов, 1962]) (до 124 раз). Почвы с высоким содержанием этих элементов имеют схожую территориальную принадлежность: вблизи шламохранилища и его ДК, в районе заброшенных КОС и станций нейтрализации УХП, а также в прибрежной речной зоне. В почвах, отобранных близ производственной площадки УХП, концентрации Cl выше кларковых значений и медианы, а S – находятся в их пределах.

Коэффициент вариации для концентраций P, Ca и Mg составил 191, 129 и 79%, соответственно. Средние концентрации Mg и P сопоставимы с их медианами, для Ca – медиана в 2 раза ниже среднего значения. Концентрации элементов большинства образцов находятся в пределах медианных значений (Mg – 96%, P – 93%, Ca – 71%). Неоднородность обеспечивают образцы почв с повышенным относительно медианы содержанием Ca (до 14 раз), P (до 25 раз) и Mg (до 6 раз), отобранные вблизи шламонакопителя и его ДК, в прибрежной речной зоне, а также Ca (в 3 раза) в районе заброшенных КОС и станций нейтрализации УХП. Содержание Ca во всех образцах находятся выше почвенного кларка (1,37%, [Виноградов, 1962]), в 17% образцов – выше кларка (2,57% [Касимов и Власов, 2015]), в 7% образцов – выше кларка (5,38% [Alekseenko, 2014]). Для Mg обнаружены превышения кларка (0,63% [Виноградов, 1962]) в 9% образцов, кларка (0,79% [Alekseenko, 2014]) – в 4% и кларка (1,495% [Касимов и Власов, 2015]) – в 3%. Концентрации P выше кларковых показателей (0,069% [Касимов и Власов, 2015]) определены только в 1 образце.

Распределение концентраций Na, Fe, K и Ti достаточно однородно: CV составил 44, 38, 32 и 31%, соответственно, их средние концентрации и медианы близки между собой. Значимые превышения кларковых значений у концентраций Na, K и Ti отсутствуют. Максимальная концентрация Fe, превышающая медиану в 3 раза и кларк (2,23% [Alekseenko, 2014]) в 2 раза определена в 1 образце почв, отобранном около ДК. Максимальные концентрации Na зафиксированы в почвах вблизи шламонакопителя и ДК, K – удаленного от техногенных объектов участка, Ti – вблизи верхней части ДК.

В почвах территории исследования концентрации Si и Al выше Na, Mg, P, S, Cl, K, Ca, Ti, Mn и Fe. Распределение концентраций Al однородно (CV=29%). CV для Si несколько выше

(31%). Подобно Na, K и Ti, концентрации Al и Si находятся ниже или на уровне кларковых значений. Максимальные концентрации Si зафиксированы в образце вблизи шламонакопителя и ДК, Al – в удаленном от техногенных объектов образце, в прибрежной зоне.

Несмотря на то, что почвы с повышенными концентрациями изучаемых элементов, в основном, приурочены к техногенным объектам, их пространственное распределение отличается, что указывает на разные источники их поступления. Так, содержание Са в почвах территории исследования может быть связано с природным фактором, поскольку почвенный покров наследует химический состав материнских пород [Белошейкина и др., 2020]. В районе исследования — это, в основном, карбонатные породы, состоящие из доломитов и известняков. С другой стороны, накопление Са в почвах рассматриваемой территории является следствием техногенного привноса, который, главным образом, связан с шламонакопителем УХП (концентрация в шламе достигает 33%). Его миграция может осуществляться посредством аэропереноса и через ирригационную систему ДК.

Одной из причин высокого уровня концентраций S и Cl, является техногенное воздействие. В частности, подъём подземных рассольных вод, распространенных в районе исследования и используемых в технологических процессах производства УХП. Об этом свидетельствует повышенное содержание элементов в почвах, тяготеющих к промышленным объектам УХП. Также участки с высокими концентрациями Cl и S приурочены к прибрежной речной зоне. Образование процесса засоления почв здесь может быть связано с просачиванием высокоминерализованных подземных вод по зонам трещиноватости, что также объясняет наличие высоких концентраций P, Са и Mg на этих участках.

Таким образом, в районе промышленной и прилегающих к ней территориях выявлена трансформация химического состава почв в результате пролонгированного техногенного воздействия. Экологическая опасность накопления элементов в почвах территории исследования связана с последующим их влиянием на состав поверхностного (талого и дождевого) стока, поступающего в р. Ангара. Миграция элементов с катастрофически загрязненной промышленной территории, прежде всего, представляет опасность для гидробионтов пресноводной экосистемы.

Литература:

- Alekseenko V., Alekseenko A. The abundances of chemical elements in urban soils // *Journal of Geochemical Exploration*. – 2014 – V.147. – p. 245–249.
- Белошейкина А.В., Таловская А.В., Язиков Е.Г. Эколого-геохимическая оценка состояния почвенного покрова территории Сорского горно-обогатительного комбината (республика Хакасия) // *Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов*. – 2020 – Т.331. – No1. – с. 44-53.
- Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // *Геохимия*. – 1962 – No7. – с. 555-571.
- Касимов Н.С., Власов Д.В. Кларки химических элементов как эталоны сравнения в экогеохимии // *Вестник Московского Университета. Серия 5. География*. – 2015 – No2. – с. 7-17.
- Коваль П.В., Руш. Е.А., Королева Г.П., Удодов Ю.Н., Андрулайтис Л.Д. Оценка воздействия источника ртутного загрязнения на компоненты природной среды Приангарья // *Экологический вестник Северного Кавказа*. – 2006 – Т.2. – No1. – с. 60-65.
- Цветкова Е.А., Полетаева В.И., Пастухов М.В. Характеристика сточных вод промышленной зоны г. Усолья-Сибирского и их влияние на гидрохимический состав р. Ангары в периоды с разной техногенной нагрузкой // *Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов*. – 2024 – Т.335. – No5. – с. 39-58.

РЕМОБИЛИЗАЦИЯ ТИТАНА И НИОБИЯ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ КАРБОНАТИТОВ

Чеботарев Д.А.¹, Сарыг-оол Б.Ю.¹, Козлов Е.Н.², Фомина Е.Н.², Сидоров М.Ю.²

1 - Институт геологии и минералогии им В.С. Соболева, г. Новосибирск;

E-mail - chebotarev@igm.nsc.ru

2 - Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты

Карбонатиты являются важным источником редких металлов, включая ниобий и титан. Распределение и перераспределение этих элементов в карбонатитовых телах во многом контролируется постмагматической флюидной активностью. Однако механизмы и условия, при которых происходит миграция и переотложение Nb и Ti, остаются недостаточно изученными. Настоящее исследование направлено на моделирование поведения рудных компонентов в различных гидротермальных условиях, имитирующих естественную эволюцию карбонатитового комплекса.

Для этого мы провели более 100 опытов, моделирующих миграцию насыщенных титаном и ниобием гидротермальных растворов во вмещающие породы при 200 и 50 °С. В автоклавы из политетрафторэтилена (ПТФЭ) высокого давления объемом 50 мл мы помещали смесь фрагментов гнейса (50 мг), рутила (10 мг), анатаза (10 мг) и пирохлора (10 мг). Минеральные смеси воздействию 1.0 М растворов HF, H₂SO₄, NaCl, NaF, CaCl₂, Na₂SO₄, NaOH и их комбинаций при температурах 50 и 200 °С в течение 4 часов после установления температуры, после чего охлаждали до комнатной температуры. Растворы кислот анализировались на содержание элементов методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-АЭС). Составы рутила, анатаза и минералов гнейса анализировались до и после экспериментов методом электронной сканирующей микроскопии. Аналитические и минералогические исследования проводились в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

Результаты:

- При 50 °С и нейтральных условиях титан практически не растворяется (<0,05 ppm), тогда как в присутствии HF или NaF+H₂SO₄ при 200 °С его растворимость возрастает до 40 ppm.
- Ниобий показывает высокую растворимость в кислых фторидных средах – до 375 ppm при 50 °С и до 543 ppm при 200 °С, особенно в присутствии пирохлора.
- Идентифицированы главные комплексы переноса: [NbOF₅]²⁻ и [TiF₆]²⁻.
- Осаждение Nb и Ti происходит при снижении температуры, нейтрализации раствора или потере фторид-ионов (например, за счёт кристаллизации флюорита или апатита).

Полученные результаты сопоставлены с минералогией и геохимией реальных карбонатитовых месторождений: Чуктукон (Красноярский край), Вуориярви, Салланлатва, Себляяр (Кольский п-ов), Morro dos Seis Lagos (Бразилия), Bear Lodge (США). В этих объектах наблюдается развитие поздних Nb-фаз (вторичный пирохлор, колумбит) по краям флюидных трещин, обогащение рутилов и анатаза ниобием, что полностью согласуется с нашими лабораторными моделями. Экспериментально подтверждённый тренд: Ti осаждается локально, а Nb мобилизуется и может концентрироваться во вторичных минералах на значительном удалении от первичных источников.

Показано, что в условиях фторидной гидротермальной активности при 200 °С ниобий может эффективно переноситься в виде устойчивых комплексов, в то время как титан остаётся преимущественно стационарным. Переотложение обоих элементов происходит в виде оксидных фаз при изменении условий флюида. Полученные экспериментальные данные

уточняют механизм эволюции пироклора и могут использоваться для прогноза локализации вторичных Nb-руд в карбонатитах.

Исследование проведено за счет средств базового проекта НИР № 22041400241-5 (расходные материалы для экспериментов) и гранта РФФИ № 23-77-01075 (исходные вещества, аналитические работы).

Литература:

- Bollaert, Q., Chassé, M., Neto, A.B., Baptiste, B., Courtin, A., Galois, L., Mathon, O., Quantin, C., Vantelon, D., Calas, G. (2023) Mechanisms leading to exceptional niobium concentration during lateritic weathering: The key role of secondary oxides. *Chemical Geology*, v 641, 121767, ISSN 0009-2541. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2023.121767>
- Chebotarev, D.A., Doroshkevich, A.G., Klemm, R., Karmanov, N.S. Evolution of Nb-mineralization in Chuktukon carbonatite massif, Chadobets upland (Krasnoyarsk territory, Russia). // *Periodico di Mineralogia* – 2017 - v. 86 - p. 99-118
- Giovannini, A.L., Bastos Neto, A.C., Porto, C.G., Pereira, V.P., Takehara, L., Barbanson, L., Bastos, P.H.S. Mineralogy and geochemistry of laterites from the Morro dos Seis Lagos Nb (Ti, REE) deposit (Amazonas, Brazil). // *Ore Geology Reviews* -2017 - v 88 - pp 461-480 - ISSN 0169-1368. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.05.008>.
- Giovannini, A.L., Mitchell, R.H., Bastos Neto, A.C., Moura, C.A.V., Pereira, V.P., Porto, C.G. Mineralogy and geochemistry of the Morro dos Seis Lagos siderite carbonatite, Amazonas, Brazil. // *Lithos* – 2020 - v 360–361 – 105433 - ISSN 0024-4937. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105433>.
- Kozlov E., Fomina E., Sidorov M., Shilovskikh V. «Ti-Nb Mineralization of Late Carbonatites and Role of Fluids in Its Formation: Petyayan-Vara Rare-Earth Carbonatites (Vuoriyarvi Massif, Russia)» // *Geosciences* – 2018 - 8(8) - 281. <https://doi.org/10.3390/geosciences8080281>
- Moore M., Chakhmouradian A.R., Mariano A.N., Sidhu R. Evolution of rare-earth mineralization in the Bear Lodge carbonatite, Wyoming: Mineralogical and isotopic evidence // *Ore Geology Reviews* – 2015 - Volume 64 - Pages 499-521. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.03.015>.
- Д. А. Чеботарев, Б.-о. Ю. Сарыг-оол, Е. Н. Козлов, Е. Н. Фомина, и М. Ю. Сидоров Мобильность титана и ниобия при низкотемпературном гидротермальном преобразовании и выветривании оксидов ниобия (пироклора, луешита) и титана (рутила, анатаза) // *Науки о Земле* – 2024 - т. 69 - вып. 4.
- Фомина, Е.Н. Редкоземельные карбонатиты массива Вуориярви (Кольская щелочная провинция): петрология и рудоγένез: диссертация кандидата геолого-минералогических наук: 1.6.3, 1.6.10; ГИ КНЦ РАН, Апатиты, 2002 г. 222 с.

БИОДОСТУПНОСТЬ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПЕПЛАХ КАМЧАТКИ

Чулкова А.И.¹

1 - Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва;

E-mail - achulckova@yandex.ru

Вулканизм, будучи одним из наиболее масштабных и катастрофичных природных явлений, оказывает многоплановое воздействие на биосферу, климат и антропогенные системы. Глобальные выбросы вулканического пепла, распространяющиеся на сотни километров, не только нарушают функционирование экосистем, транспортных сетей и инфраструктуры, но и создают долгосрочные риски для здоровья человека. Химическая неоднородность пепла, содержащего как элементы (например, Mg, Ca, Fe, Cu, Zn), необходимые для жизнедеятельности организмов, так и токсичные элементы (такие как Cd, Pb, Hg), чье негативное влияние определяется их формами нахождения и биодоступностью, усугубляет масштаб последствий [Скальный, Рудаков, 2005]. Способность пепловой пыли длительное время сохраняться в атмосфере, обеспечивает пролонгированное поступление микроэлементов и провоцирует кумулятивный эффект, повышая риск хронического воздействия на человека через дыхательные пути, пищевые цепи и водные ресурсы.

Исследования выполнены на примере пеплов вулканов Толбачик, Безымянный и Шивелуч разных годов извержений. В образцах пеплов определено валовое содержание металлов. Потенциал фитодоступности элементов для растений и почвенных микроорганизмов определяется долей водорастворимых и подвижных форм (водные вытяжки и экстрагирование ацетатно-аммонийным буферным раствором, РД 52.18.289-90) Биодоступность элементов при пероральном поступлении частиц пепла оценивалась с помощью метода PBET (Physiologically Based Extraction Test [Ruby et al., 1993]), представляющего двухступенчатую последовательную экстракцию в условиях имитации желудочной (pH<2) и кишечной (pH 7) сред. Биодоступность определялась как отношение концентрации металла в модельных растворах желудочного и кишечного сока (в пересчете на твердое вещество) к валовому содержанию в пепле.

Результаты сопоставления валовых концентраций химических элементов в пеплах вулканов Толбачик, Безымянный и Шивелуч с принятыми средними значениями для Северной группы вулканов Камчатки [Захарихина, 2019] показали, что элементный состав пеплов вулкана Безымянный характеризуется относительной сбалансированностью - большинство значений близки к средним показателям. Можно отметить пониженные содержания по P, Cr, Sn, Pb, Sb и Bi, концентрации которых существенно ниже средних значений; пеплы вулкана Толбачик демонстрируют более контрастный геохимический состав: для большинства элементов характерно превышение средних концентраций в два и более раза. Валовый состав пеплов вулкана Шивелуч 1964 года извержения отличается повышенными концентрациями W; 1987 – Sn и Cu; 1993 – Cu; 2017 – Cr; 2024 – Mg, Ca, V, Cr, Mn, Co и Fe (рис.1.).

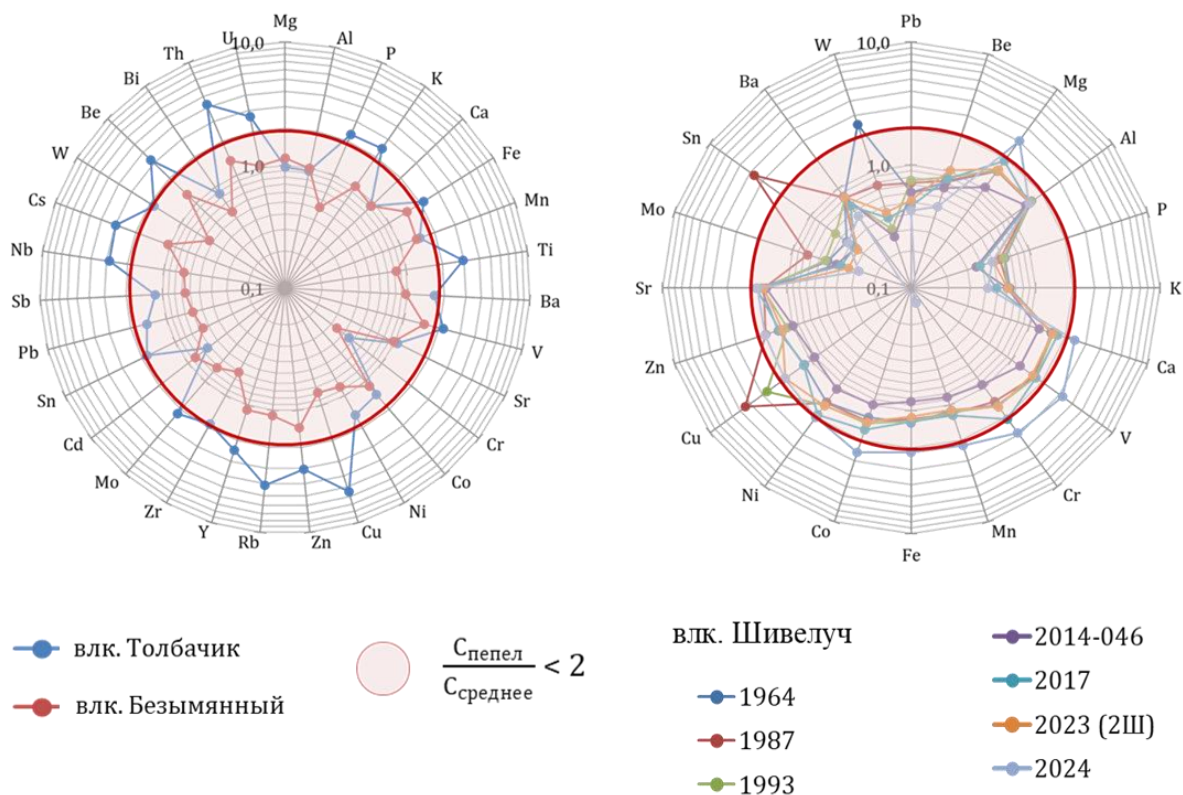


Рис. 1. Сравнительные диаграммы валового состава пеплов изучаемых образцов вулканов Толбачик, Безымянный, Шивелуч со средним химическим составом пеплов Северной группы вулканов Камчатки (ось диаграммы является соответствующим отношением).

Анализ состава водных вытяжек показал, что для пеплов вулканов Толбачик и Безымянный они характеризуются нейтральной средой и низкой минерализацией. Водные вытяжки из образцов пеплов вулкана Шивелуч в основном характеризуются

околонейтральными значениями. Доминирующим катионом в составе растворов пеплов вулканов Безымянный и Толбачик является ион натрия, значимую роль играет ион кальция. Для вулканов Шивелуч и Толбачик основным анионом вод является сульфат, а для Безымянного – гидрокарбонат (рис.2.).

Также в пеплах анализировались доли водорастворимых форм микроэлементов. Zn и Se в пепле вулкана Толбачик перешли в раствор более, чем на 1% от вала. В пепле вулкана Безымянный элементы перешли в растворенное состояние меньше, чем на 0,1% от вала. Ca, Cu, Zn, Mo в пепле вулкана Шивелуч перешли более, чем на 10% от вала. Малая доля водорастворимых форм микроэлементов в пеплах вулканов свидетельствует об ограниченной миграционной активности элементов при контакте с природными водами. При этом для Шивелуча характерна выраженная дифференциация подвижности элементов, зависящая от степени промытости пепла.

Исследование доли подвижных форм элементов в пеплах вулканов показали, что взаимодействие пеплов с почвенными растворами, обогащёнными органическими кислотами, несколько интенсивнее, чем с природными водами. Например, Se, Cr и Bi в пеплах вулканов Толбачик и Безымянный перешли в растворенное состояние более, чем на 30%. Органические кислоты выступают хелатирующими агентами, разрушая первичные фазы и высвобождая элементы в подвижные формы. В то же время в водной среде, где преобладают простые ионные обмены, вымывание элементов ограничено, что объясняет низкие показатели их миграции.

Микроэлементы, аккумулированные в пеплах вулканов, переходят в растворенное состояние в условиях ЖКТ человека. В пепле вулкана Толбачик максимальной степенью перехода в растворенное состояние в желудочной среде среди макроэлементов отличаются Ca, K, P. Среди эссенциальных элементов – Cu, Zn, Se. Среди токсичных элементов – Pb, W и Bi. При переходе в условия кишечного отдела элементы остаются в растворенной форме. У Cu и Zn биодоступность остается на том же уровне, как и в желудочной среде. Есть и такие элементы, как Se, который осаждается в тонком кишечнике и не поступает в организм человека.

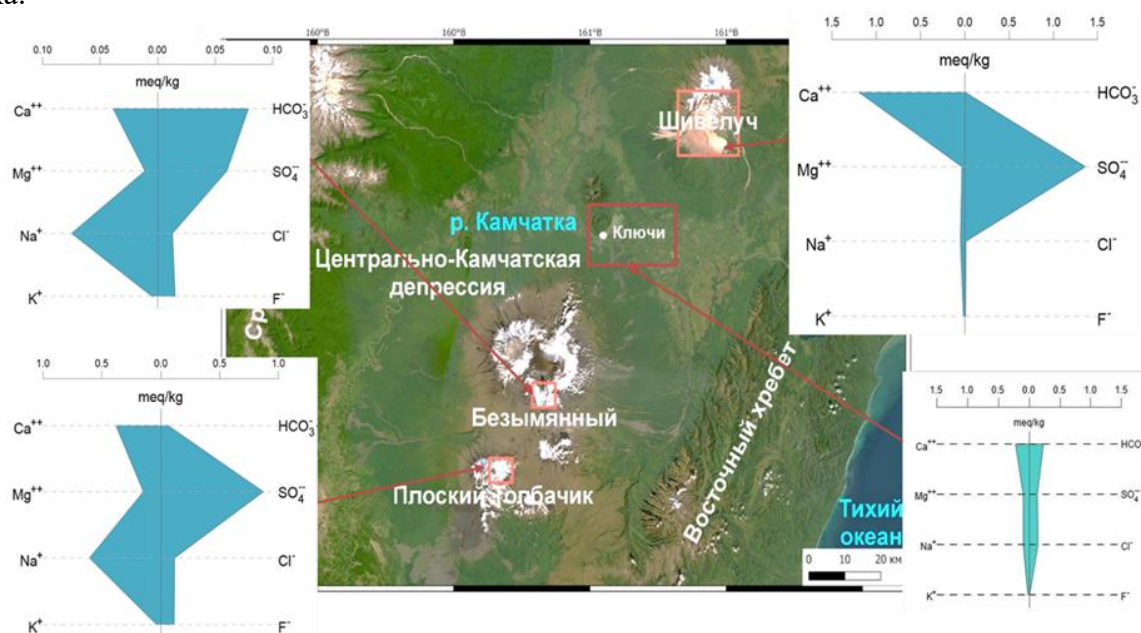


Рис. 2. Диаграммы Стиффа для водных вытяжек из пеплов вулканов Шивелуч, Толбачик и Безымянный, а также состава атмосферных осадков в пос. Ключи до пеплопада

В пепле вулкана Безымянный максимальной биодоступностью в желудочной среде среди макроэлементов характеризуются Ca, K, P. Среди эссенциальных элементов – Zn, Cr, V,

Cu. Среди токсичных элементов – W, Bi, Pb. Биодоступность таких элементов, как Ca, P, Cu и Bi при переходе в кишечную среду уменьшается. Есть и такие элементы, которые выделяются в раствор только в желудочной среде, выпадая в кишечной среде в осадок – Cr, V.

Максимальной степенью перехода среди макроэлементов пеплов Шивелуча отличаются P при любом состоянии пепла (промытый/непромытый). Наибольшая доля биодоступных форм среди эссенциальных элементов наблюдается у Cu, Zn, Mo. При переходе в условия кишечного отдела доля всех элементов снижается. Токсичные элементы в условиях желудочной среды тоже переходят в растворенное состояние, максимальной степенью перехода отличаются As и Pb.

Таким образом, биодоступность химических элементов высокая в условиях ЖКТ человека, что обуславливает риски для его здоровья, при этом она максимальна в среде желудка при pH=1,5 и минимальна в нейтральной среде кишечника, что делает условия кишечника барьером для проникновения токсичных элементов.

Литература:

Ruby M. V., Davis A., Link T. E., Schoof R., Chaney R. L., Freeman G. B., Bergstrom P. Development of an in vitro screening test to evaluate the in vivo bioaccessibility of ingested mine-waste lead. // Environ. Sci. Technol. 1993. Vol. 27. P. 2870– 2877. DOI:10.1021/es00049a030

Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С. Вулканизм и геохимия почвенно-растительного покрова Камчатки. Сообщение 1. Геохимические особенности вулканических приповерхностных пеплов // Вулканология и сейсмология. 2019. № 2. С. 34–44. DOI: 10.31857/S0205-96142019234-44

Скальный А. В., Рудаков И.А. Биоэлементология – новый термин или новое научное направление? // Вестник ОГУ. №2. 2005. С. 4–8.

СИНТЕТИЧЕСКИЙ АНАЛОГ БУБНОВАИТА $K_2Na_8Ca(SO_4)_6$: КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА, ТЕРМИЧЕСКОЕ ПОВЕДЕНИЕ И ИОННАЯ ПРОВОДИМОСТЬ

Шаблинский А.П.¹, Шорец О.Ю.¹, Авдонцева М.С.^{1,2}, Мельникова Н.А.², Поволоцкий А.В.², Бирюков Я.П.¹, Бубнова Р.С.¹, Кржижановская М.Г.², Уголков В.Л.¹, Мурин И.В.², Филатов С.К.²

1 – Институт химии силикатов им. И.В. Гребенщикова РАН, г. Санкт-Петербург;

E-mail: shablinskii.andrey@mail.ru

2 – Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург;

E-mail: m.avdontceva@spbu.ru

Синтетический аналог бубноваита $K_2Na_8Ca(SO_4)_6$ был впервые получен методом кристаллизации из расплава (1000 °C / 30 мин). Данное соединение кристаллизуется в тригональной сингонии, пр.гр. $P31c$, $a = 10.8431(7)$, $c = 22.170(1)$ Å, $V = 2257.4(2)$ Å³, $Z = 4$ ($R_1 = 0.058$).

Кристаллическая структура как бубноваита, так и его аналога может быть описана как смешанный каркас, в основе которого лежат колонки, состоящие из блоков $[M(ТО_4)_6]$. Каждый такой блок включает октаэдр $[(Na,K,Ca)O_6]$ и шесть тетраэдров, связанных с ним через общие вершины. Данный блок может быть определен как фундаментальный строительный блок (FVB) [Hawthorne, 1994], относящийся к возникшей при более высоких температурах неупорядоченной родительской структуре [Shablinskii et al., 2023].

Методом высокотемпературной порошковой терморентгенографии в широком диапазоне температур (22–740 °C) было установлено, что повышение температуры до 500 °C приводит к структурному фазовому переходу $P31c \leftrightarrow P6_3/mmc$. Кристаллическая структура высокотемпературной модификации $K_2Na_8Ca(SO_4)_6$ была уточнена методом Ритвельда по порошковым данным, полученным при температуре 600 °C: $a = 5.48704(3)$, $c = 7.78284(5)$ Å,

$V = 202.931(4) \text{ \AA}^3$, $Z = 2$, $R_1 = 0.052$. Кристаллическая структура данной модификации относится к структурному типу $\alpha\text{-K}_2\text{SO}_4$.

Установлено, что кристаллические структуры обеих модификаций расширяются резко анизотропно ($P31c$ и $P6_3/mmc$) и максимальное термическое расширение наблюдается вдоль оси c , в направлении которой также расположены колонки из блоков $[M(\text{TO}_4)_6]$. Можно предположить, что резкое увеличение параметра c в данном случае связано с разупорядочением катионных позиций в данных колонках.

Расчет карт локального баланса валентностей (BVS), а также энергетического ландшафта валентности связей (BVEL) показывает, что миграция Na^+ (при 20°C) вероятна при высоких энергиях активации 1.78 и 2.75 эВ в плоскости ab и вдоль оси

c , соответственно. По данным импедансной спектроскопии соединение $\text{K}_2\text{Na}_8\text{Ca}(\text{SO}_4)_6$ характеризуется высокой электропроводностью при повышенных температурах. Так, значение электропроводности для низкотемпературной модификации (при 400°C) составляет $5.41 \cdot 10^{-3} \text{ См/см}$, для высокотемпературной модификации при 600°C – $7.43 \cdot 10^{-2} \text{ См/см}$. Приведенные значения значительно выше, чем у Na_2SO_4 ($1.5 \cdot 10^{-2} \text{ См/см}$ при 800°C) [Saito et al., 1981]. Таким образом, оба полиморфа $\text{K}_2\text{Na}_8\text{Ca}(\text{SO}_4)_6$ пригодны для использования в качестве твердофазных электролитов.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-77-10066, <https://rscf.ru/project/23-77-10066/>. Исследования выполнены в Ресурсных центрах «Рентгенодифракционные методы исследования», а также «Оптические и лазерные методы исследования вещества» Научного парка СПбГУ.

Литература:

- Hawthorne F.C. Structural aspects of oxide and oxysalt crystals // Acta Crystallogr. - 1994 – B50 – p. 481-510.
Saito Y, Kobayashi K., Maruyama T. Phase transition and electrical properties of Na_2SO_4 // Sol. State Ionics - 1981 – V.3-4 – p. 393–396,
Shablinskii A.P., Filatov S.K., Biryukov Y.P. Crystal structures inherited from parent high-temperature disordered microblocks: Ca_2SiO_4 , $\text{Na}_2\text{SO}_4\text{-K}_2\text{SO}_4$ sulfates, and related minerals (bubnovaite and dobrovol'skiyite) // Phys. Chem. Miner. – 2023 – V.50 – 30.

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ РАЗРАБОТКИ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ В ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ

Шадринова О.В.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск;
E-mail: ovshadrinova@mail.ru*

Добыча минеральных ресурсов открытым способом оказывает сильное воздействие на состояние окружающей природной среды [Басова, 2012]. В процессе разработки кимберлитовых трубок на дневную поверхность извлекаются значительное количество вскрышных и вмещающих пород, что непосредственно влечет за собой негативное воздействие и на почвенный покров, который выступает основной депонирующей средой для загрязняющих веществ. Деградация почв проявляется в механическом разрушении структуры почвенного покрова, изменении физико-химических свойств и накоплении токсичных соединений.

Исследования проведены в Западной Якутии в пределах Алакит-Мархинского кимберлитового поля Якутской алмазонасной провинции на промышленной площадке Айхальского горно-обогатительного комбината (АГОК), расположенного в п. Айхал

Мирнинского района Республики Саха (Якутия). Территория находится в зоне сочленения северо-восточного борта Тунгусской синеклизы с юго-западным склоном Анабарской антеклизы Сибирской платформы [Константинов, Гладков, 2022] и характеризуется сплошным распространением многолетнемерзлых пород. В гидрогеологическом строении территории присутствуют надмерзлотные воды пресного состава с минерализацией до 0,5 г/л, существующие в период положительных температур в пределах сезонно-талого слоя, а также межмерзлотные воды ордовика и подмерзлотные воды кембрия хлоридного состава с минерализацией от 74 г/л и увеличением ее концентрации с глубиной [Салихов и др., 2013]. Климат сильно аридный крайне-континентальный с отрицательными среднегодовыми температурами [Шадринова, 2024].

Объектом исследования являются почвы и грунты промышленной площадки АГОКа. Опробование проводилось путем закладки разрезов на всю глубину оттайки с отбором проб с каждого генетического горизонта и методом прикопок. Образцы просушены до воздушно-сухого состояния, от почвы отделены крупные корни, растительные остатки и включения, затем просеяны через сито с ячейей 1 мм. Содержание основных ионов определено в водной вытяжке в соотношении почва : вода 1:5. Оценка степени засоленности почв произведена по содержанию суммы токсичных солей ($S_{\text{токс}}$) [Базилевич, Панкова, 1968]. Диагностика типов почв приведена в соответствии с классификацией почв России [Шишов и др., 2004].

В Западной Якутии в условиях северной тайги широко развит криогенный бугорковато-западинный и трещинно-полигональный нано- и микрорельеф, который выражен также и на склонах возвышенностей. Неоднородность рельефа приводит к частой смене почв и комплексности почвенного покрова [Еловская, 1987]. Смена основных типов почв подчиняется характеру широтного распространения, рельефу и геологическим условиям района. Зональные типы почв территории исследования – криоземы – сильно щебнистые почвы с укороченным профилем, тиксотропные, тяжелого гранулометрического состава. Литоземы и карболитоземы – горные примитивные почвы, занимают подчиненное положение в структуре почвенного покрова. В пойменных ландшафтах формируются преимущественно интразональные почвы, представленные аллювиальными и глеевыми типами. Почвы природных ландшафтов характеризуются отсутствием процессов засоления.

В процессе разработки кимберлитовых трубок открытым способом на дневную поверхность извлекаются значительные объемы вскрышных и вмещающих пород, подвергающихся интенсивному гипергенному преобразованию. Осаждение продуктов выветривания на почвенный покров приводит к заметной трансформации химических свойств почв, проявляющейся в изменении их элементного состава [Легостаева, Гололобова, 2021]. В результате алмазодобычи на территории Якутской алмазонасной провинции в почвенном покрове образуются ареалы, характеризующиеся высоко опасной категорией загрязнения [Гололобова, 2020].

Согласно проведенным исследованиям, на территории АГОКа формируются засоленные почвы, и данный процесс приобретает площадной характер. Анализ водорастворимого комплекса выявил существенные различия между почвами импактной зоны и природных ландшафтов (табл.). Так, в почвах техногенно преобразованных территорий отмечается значительное увеличение концентрации практически всех ионов по сравнению с фоновыми показателями. Максимальные значения характерны для сульфатов и ионов натрия и калия. При этом в почвах под воздействием хвостохранилищ и в токсилитостратах ионы хлора имеют наибольшую концентрацию. Характер и степень засоления почвенного покрова варьирует в зависимости от источника воздействия: в зоне влияния хвостохранилищ преобладает хлоридный и сульфатно-хлоридный химизм засоления, вблизи отвалов чаще проявляется сульфатный и хлоридно-сульфатный. В целом, для почв импактной зоны характерна слабая степень засоления, по мере проявления на почвенном покрове непосредственного техногенного воздействия в виде техногенных делювиальных отложений, степень засоленности может увеличиться до средней, в отдельных случаях сопровождаясь формированием солевой корочки. По содержанию суммы токсичных солей наибольшие

значения также приурочены к токсилитостратам и почвам в зоне воздействия хвостохранилищ. Проявление хлоридов в хвостохранилищах обусловлено складированием в них дренажных вод хлоридного состава с минерализацией до 60 г/л, освобождаемых в результате отработки трубок [Янников и др., 2022].

Таблица. Усредненный состав водорастворимого комплекса почвенного покрова Айхальского ГОКа (смоль(экв)/кг \pm SD).

Тип почвы	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	S _{токс} , %
Почвы природных ландшафтов							
Криозем типичный	0,28 \pm 0,09*	0,57 \pm 0,11	0,12 \pm 0,06	0,45 \pm 0,16	0,30 \pm 0,09	0,22 \pm 0,08	0,03 \pm 0,01
Криозем грубогумусовый	0,47 \pm 0,27	0,51 \pm 0,13	0,30 \pm 0,12	0,60 \pm 0,28	0,39 \pm 0,16	0,29 \pm 0,18	0,03 \pm 0,01
Литозем грубогумусовый	0,36 \pm 0,15	0,63 \pm 0,11	0,09 \pm 0,05	0,54 \pm 0,10	0,31 \pm 0,15	0,24 \pm 0,11	0,03 \pm 0,01
Карболитозем	0,62 \pm 0,26	0,54 \pm 0,09	0,19 \pm 0,22	0,66 \pm 0,26	0,43 \pm 0,17	0,25 \pm 0,12	0,03 \pm 0,01
Торфяно-литозем	0,28 \pm 0,07	0,61 \pm 0,15	0,51 \pm 0,59	0,63 \pm 0,44	0,47 \pm 0,21	0,29 \pm 0,11	0,03 \pm 0,01
Почвенный покров импактной зоны							
Почвы в зоне воздействия отвалов	0,48 \pm 0,31	0,47 \pm 0,24	1,96 \pm 0,58	0,76 \pm 0,46	0,56 \pm 0,12	1,60 \pm 0,46	0,14 \pm 0,03
Почвы в зоне воздействия хвостохранилищ	0,75 \pm 0,35	1,11 \pm 2,45	2,31 \pm 1,04	1,66 \pm 0,85	0,95 \pm 0,42	2,06 \pm 1,75	0,18 \pm 0,12
Литостраты	0,43 \pm 0,22	0,37 \pm 0,13	2,47 \pm 1,46	1,35 \pm 0,84	0,71 \pm 0,31	1,24 \pm 0,56	0,13 \pm 0,05
Токсилитостраты	0,52 \pm 0,16	0,78 \pm 0,57	2,71 \pm 0,85	1,66 \pm 0,50	0,84 \pm 0,18	1,65 \pm 0,58	0,16 \pm 0,04

Примечание: * \pm SD (стандартное отклонение)

Таким образом, в результате алмазодобычи почвенный покров претерпевает значительные изменения: нарушается целостность почвенного профиля, происходит снятие или погребение поверхностных горизонтов, загрязнение почвенного покрова микроэлементами, а также снятие растительности, что в целом нарушает естественный характер биологического круговорота веществ и энергии. На территории Западной Якутии в настоящее время геохимическая трансформация почв помимо микроэлементного загрязнения фиксируется на уровне водорастворимого комплекса, проявляющегося в развитии процессов техногенного засоления почв. Зона аккумуляции легкорастворимых солей сосредоточена в почвах вокруг отвалов пустых пород и хвостохранилищ. Спецификой изучаемой территории является сплошное распространение многолетнемерзлых пород, которые служат водоупором и выступают геохимическим барьером, препятствуя вымыванию солей из почвенного профиля. На фоне усиливающейся аридизации климата соли накапливаются преимущественно в верхних горизонтах, формируя комплекс поверхностно засоленных почв и в целом образуя локальные техногенные геохимические аномалии.

Работы выполнены по государственному заданию ИГАБМ СО РАН в рамках проекта НИР № FUGG-2024-0007.

Литература:

- Базилевич Н.И., Панкова Е.И. Опыт классификации почв по засолению // Почвоведение. – 1968. – №11. – с. 3–16.
Басова И.А., Иватанова Н.П., Копылов А.Б. Оценка экологического состояния почв в регионах с развитой горной промышленностью // Известия ТулГУ. – 2012. – №12. – с. 14–16

- Гололобова А. Г., Легостаева Я.Б. Экогеохимический мониторинг почвенного покрова на участках алмазодобычи в Западной Якутии // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2020. – Т. 331. – №12. – с. 146–157.
- Еловская Л. Г. Классификация и диагностика мерзлотных почв Якутии / отв. ред. д.с.-х.н. И. А. Соколов. Акад. наук СССР, Сиб. отд-ние, Якут. фил., Ин-т биологии. Якутск: ЯФ СО АН СССР. – 1987. – 171 с.
- Константинов К.М., Гладков А.С. Динамическая физико-геологическая модель месторождения алмазов кимберлитовой трубки Комсомольская (Алакит-Мархинское поле Западной Якутии) // Геодинамика и тектонофизика. – 2022 – 13(5):0678.
- Легостаева Я. Б., Гололобова А.Г. Особенности распределения микроэлементов в почвах фоновых и импактных зон на участках алмазодобычи на северо-западе Сибирской платформы // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2021. – Т. 332 – №9. – с. 142–153.
- Салихов Р.Ф., Салихова В.В., Иванюшин Н.В., Охлопков В.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Верхневилуйская. Лист Q-49-XXI, XXII (Айхал). Объяснительная записка / М.: МФ ВСЕГЕИ. – 2013. – 284 с.
- Шадринова О. В. Анализ климатических факторов в аспекте развития процессов засоления в почвах северотаежных ландшафтов // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: География. Геоэкология. – 2024. – №2. с. 90–99.
- Шишов Л.Л., Тонконогов В.Д., Лебедева И.И., Герасимова М.И. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена. – 2004. – 342 с.
- Янников А. М., Янникова С. А., Зырянов И. В., Корепанов А. Ю. Перспективы использования глубокозалегающих водоносных горизонтов для закачки слабоминерализованных вод // Горная промышленность. – 2022. – №1. – с. 76–81.

БИОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ЛЕСНЫХ ПОЧВ В ГОРОДАХ ПРИАНГАРЬЯ

Шергина О.В.

Сибирский институт физиологии и биохимии СО РАН, Иркутск; sherolga80@mail.ru

Урбанизированные территории Приангарья характеризуются такой уникальной особенностью, как сохранение естественных лесных массивов внутри городского каркаса. Естественные леса являются не только более устойчивыми объектами в сравнении с искусственно созданными парками и скверами, но и обладают значимыми средорегулирующими функциями для сохранения оптимального состояния окружающей среды [Рожков, 2003]. В настоящее время все большее число городских лесов получают статус особоохраняемых территорий, что свидетельствует о признании важности этих природных компонентов для урбанизированных территорий. Понимание ценности городских лесов, их функционального назначения, может способствовать принятию природоохранных решений в целях улучшения качества окружающей среды [Павлов и др., 2009]. На урбанизированных территориях Приангарья не проводились ранее исследования уникальных естественно сохранившихся лесных территорий. В регионе основными негативными факторами, оказывающими воздействия на городские леса, служат высокая рекреационная нагрузка и техногенное загрязнение [Государственный..., 2003]. Уникальным экологическим звеном в городских лесах являются естественные почвы, которые выполняют важнейшую роль в биогеохимических циклах и поддержании биоразнообразия городской среды в целом.

В 2021-2024 гг. обследованы городские леса на 14-ти постоянных пробных площадях урбанизированных территорий Приангарья (города Ангарск, Усолье-Сибирское) в условиях разного уровня воздействия негативных факторов (рекреационная нагрузка и техногенное загрязнение) окружающей среды, приводящих к нарушению природных процессов. При натурном обследовании установлено, что наибольшее распространение в городских лесах Приангарья имеют сосняки разнотравные, кустарничковые, остепненные с примесью березы и лиственницы. Почвенный покров представлен серыми лесными почвами, индексы горизонтов: А0 – А1 – А2 – А2В – В1 – В2 – ВС – С. Лесные почвы одними из первых

испытывают повышенные антропогенные нагрузки, что приводит к значительному нарушению их биохимических и биогеоценотических функций в целом.

При изучении актуальной кислотности почв установлено, что в лесных почвах городских территорий обнаруживается сдвиг реакции среды почвенных растворов в сторону щелочных значений. Так, в органической подстилке наблюдается увеличение актуальной кислотности до значений $pH(\text{водн.})$ 7,80 при фоновом уровне 5,70, а в гумусовых горизонтах – до 8,10, при значении фона $pH(\text{водн.})$ 5,20. При этом подщелачивание почв вызывает четкое снижение уровня гидролитической кислотности – величины, которая свидетельствует об общем содержании всех кислотных компонентов (ионы железа, алюминия и др.) в почвенном растворе. Исследования показали, что даже при невысоком подщелачивании почв наблюдается выраженная тенденция снижения гидролитической кислотности. Между актуальной кислотностью почвенного раствора всех генетических горизонтов серых лесных почв и гидролитической кислотностью выявлена функциональная зависимость, которая позволяет своевременно определить уровень подщелачивания почв и оценить их потенциальную устойчивость к загрязняющим веществам окружающей среды. Так, лизиметрические исследования показали, что уровень загрязнения лесных почв тяжелыми металлами (ТМ), серой, хлором определяется двумя основными педохимическими процессами – вертикальной миграцией по почвенному профилю, которая в большей степени обусловлена реакцией почвенного раствора, а именно, подщелачиванием городских почв, и аккумуляцией элементов-загрязнителей в гумусовых горизонтах. На примере исследования физико-химической миграции свинца и кадмия в почвенной толще лесных почв на территории г. Усолья-Сибирского, показано высокое накопление токсикантов в гумусово-аккумулятивных горизонтах (A1, A2) и интенсивное иллювиальное перераспределение с глубиной вплоть до почвообразующих горизонтов (BC, C), располагающихся на глубине более 1,5 м. В исследованиях показано, что два основных процесса, таких как миграция элементов по почвенному профилю и накопление в составе органических компонентов находятся в непрерывной биогеохимической взаимосвязи и регулируются таким педохимическим процессом, как детоксикационная способность. Установлено, что в почвах этот процесс в основном выражен химической фиксацией (хемосорбцией) ТМ в составе гумусовых соединений. Изучение валового содержания ТМ в почвах доказало, что их содержание составляет более 70-85% от суммы всех форм нахождения элементов. Почва выступает в роли аккумулятивного фильтра по отношению к токсикантам, при этом только небольшая их доля (подвижные растворимые формы) могут мигрировать с фильтрационным потоком в почвах. Благодаря хемосорбции ТМ, в верхних гумусовых горизонтах почв городских лесов содержание подвижных форм свинца и кадмия превышает фоновый уровень до 12 раз. В нижележащем иллювиальном горизонте почвенного профиля концентрация элементов снижается до 3–5 раз относительно накопления в верхних гумусовых горизонтах, а в почвообразующем горизонте подвижные формы ТМ превышают фоновый уровень до 8 раз. Таким образом, изучение перераспределения биогеохимических потоков в почвах городских лесов, демонстрирует проявление важнейшей функции почв – способности к детоксикации элементов на разной глубине почвенного профиля.

Исследование лесных почв на урбанизированных территориях Приангарья показало, что их функционирование в условиях антропогенной нагрузки также направлено на поддержание пула питательных элементов и формирование сбалансированного газового состава при минерализации органического вещества. Отличительной особенностью городских серых лесных почв является сохранение естественного, хорошо структурированного гумусово-аккумулятивного слоя (до 15 см), что свидетельствует об активных процессах биогенной трансформации растительных остатков, их минерализации и гумификации. На всех городских территориях содержание гумуса в верхних горизонтах A1, A2 лесных почв изменяется от 3,5 до 6,5%, что меньше фоновых значений на 15-25%. При этом городские лесные почвы характеризуются достаточным содержанием общего азота (до 0,51%), подвижного фосфора (до 190 мг/кг) и калия (до 130 мг/кг). Показано, что большую роль в оптимизации состояния

почв играет эмиссионный поток CO_2/O_2 , связанный с минерализацией лесной подстилки и органического вещества почв. Данные свидетельствуют, что в целом эмиссия CO_2 из лесных почв городских территорий в 1,5–2,5 раза превышает фоновые значения, тогда как интенсивность эмиссии O_2 – в 1,5 раза ниже фона. Изучение соотношения потоков эмиссии газов CO_2/O_2 позволило оценить не только нарушения в почвенном дыхании, но и судить об изменении интенсивности потребления O_2 и продуцирования CO_2 микробиологической составляющей почв. Исследования показали, что при увеличении эмиссии CO_2 , а значит при усилении интенсивности разложения органических компонентов почвы, наблюдается снижение содержания O_2 в припочвенном воздухе в сравнении с фоновым уровнем. Обнаружено, что среди всех изученных почв, светло-серые лесные почвы (подтип с наименьшим содержанием гумуса), которые формировались в условиях высокой рекреационной нагрузки, выделялись наиболее пониженным содержанием кислорода в почвенном воздухе, что, по-видимому, связано с нарушением водно-физических свойств и более интенсивным биологическим окислением органического вещества. Снижение эмиссии O_2 в поверхностном слое городских почв, по нашему мнению, может достоверно свидетельствовать об устойчивости гумуса к разложению в условиях антропогенного воздействия. Обнаружено, что значительное поступление эмиссии CO_2 в атмосферный воздух увеличивается (примерно, на 15–25%) в условиях высокой рекреационной нагрузки. Такой процесс связан со значительным уменьшением лесной подстилки в результате рекреационного вытаптывания и увеличением количества незакрепленных гумусовыми кислотами бикарбонатов, которые при химическом разложении создают увеличение эмиссионного потока CO_2 в атмосферный воздух. Установлено, что в условиях усиления эмиссионного потока CO_2 из верхних горизонтов почв наблюдается снижение общего азота на 25–40%. Поэтому, в соответствии с показателем соотношения C/N, большинство почв характеризуется низким обогащением гумуса азотом, значения C/N для них составляли 9,5–15,2, тогда как для фоновых – 5,6–8,5. Показатель C/N является одним из важнейших для оценки не только дегумификации, но и интенсивности минерализации почв. Чем меньше отношение углерода к азоту, тем лучше обеспеченность почв азотом и активнее процессы минерализации органического вещества. Исследования показали, что минерализация органического вещества городских почв значительно обусловлена влиянием загрязняющих веществ. При исследовании выявлено, что интенсивность эмиссии CO_2 показывает высокую положительную корреляционную связь ($R \geq 0,74$) с содержанием ТМ в гумусовых горизонтах.

Выполненная оценка биогеохимических функций почв городских лесов (на примере двух промышленных городов Приангарья) позволяет судить о природном потенциале устойчивости естественных почв в условиях антропогенной нагрузки. Исследование подчеркивает необходимость комплексного подхода к оценке городских лесов, включая мониторинг химического состава почв и регулирование рекреационной нагрузки.

Литература:

- Государственный доклад о состоянии и об охране окружающей среды в Иркутской области в 2022 году. – Иркутск: ООО «Максима», 2023. – 285 с.
- Павлов Д.С., Стриганова Б.Р., Букварева Е.Н., Дгебугадзе Ю.Ю. Сохранение биологического разнообразия как условие устойчивого развития. – М.: Центр экологической политики России, 2009. – 84 с.
- Рожков А.Л. Оценка устойчивости и состояния лесов // Лесоведение. – 2003. – №1. – С. 66–73.

УЧЕТ НЕОДНОРОДНОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ ПРОФИЛЯ ПРИТОКА ДОБЫВАЮЩИХ СКВАЖИН НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В РАЗРЕЗЕ ПЕРФОРИРОВАННЫХ ПЛАСТОВ

Шипаева М.С.¹, Шакиров А.А.¹, Судаков В.А.¹

1 - ФГАОУ ВО «К(П)ФУ», Казань; E-mail - mariasipaeva@gmail.com

Целью работы является применение физико-химических (геохимических) методов для анализа и управления разработкой месторождений. Разработка месторождений углеводородов сопровождается различными процессами по контролю и регулированию отборов нефти, достижению проектного коэффициента нефтеотдачи (КИН), снижению обводненности добывающих скважин и равномерной выработке запасов в случае вовлечения в работу нескольких пластов. В современных условиях разработки многопластовых нефтяных месторождений важнейшим аспектом является точное определение вклада каждого продуктивного пласта в общую добычу. Геохимический анализ нефти представляет собой мощный инструмент, позволяющий разделять продукцию различных пластов. Основой этого метода является определение уникальных геохимических характеристик нефти, таких как содержание различных углеводородов, изотопный состав, микроэлементный состав, а также присутствие специфических биомаркеров. Эти характеристики могут существенно различаться для нефти из различных пластов одного месторождения.

Определение профиля притока геохимическими методами впервые было представлено специалистами компании Chevron в 1980-х [Loren, 1981; Kaufman, 1987], затем значительное развитие получили статистические методы обработки данных, которые были получены специалистами Shell и British Petroleum (BP) в 1990-х годах [Ganz, 1999; England, 2007]. С 2000 года геохимические методы контроля получили широкое распространение по всему миру [Van Bergen, 2020; Xing Lingbo, 2019; Сейтхазиев, 2019; Сейтхазиев, 2020]. В России встречаются редкие работы по внедрению данного метода в нефтегазопромысловую практику [Pavlov, 2019; Большакова, 2021; Невестенко, 2022; Шипаева, 2024].

В работе рассматривается определение профиля притока геохимическими методами на одном из месторождений Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Продуктивными отложениями являются верейские и башкирские. Основным методом исследования явилась газовая хроматография углеводородной фазы добывающих скважин. Фактическим материалом выступили несколько десятков проб, что позволило подробно охарактеризовать изучаемые залежи. Выявлены геохимические отличия нижней и верхней пачки башкирского яруса, что объясняется близостью водонефтяного контакта и как следствие степенью биodeградации. Построены 2Д модели, учитывающие изменчивость геохимических свойств 1) по латерали и 2) по глубине (Рисунок 1).

С применением методов математической статистики и разработанного алгоритма найдены отличия в составе нефти указанных продуктивных интервалов, рассчитан профиль притока в скважинах с совместной работой. Полученные данные были верифицированы посредством приготовления модельных смесей.

Такой подход позволяет количественно учитывать фильтрационные потоки по каждому из продуктивных интервалов, уточнять распределение нефти в залежи и, на этой основе, проводить настройку цифровых моделей по истории разработки. Разработанные методы анализа и моделирования обеспечивают основу для создания алгоритма планирования геолого-технических мероприятий (ГТМ), ориентированных на повышение эффективности разработки месторождения.

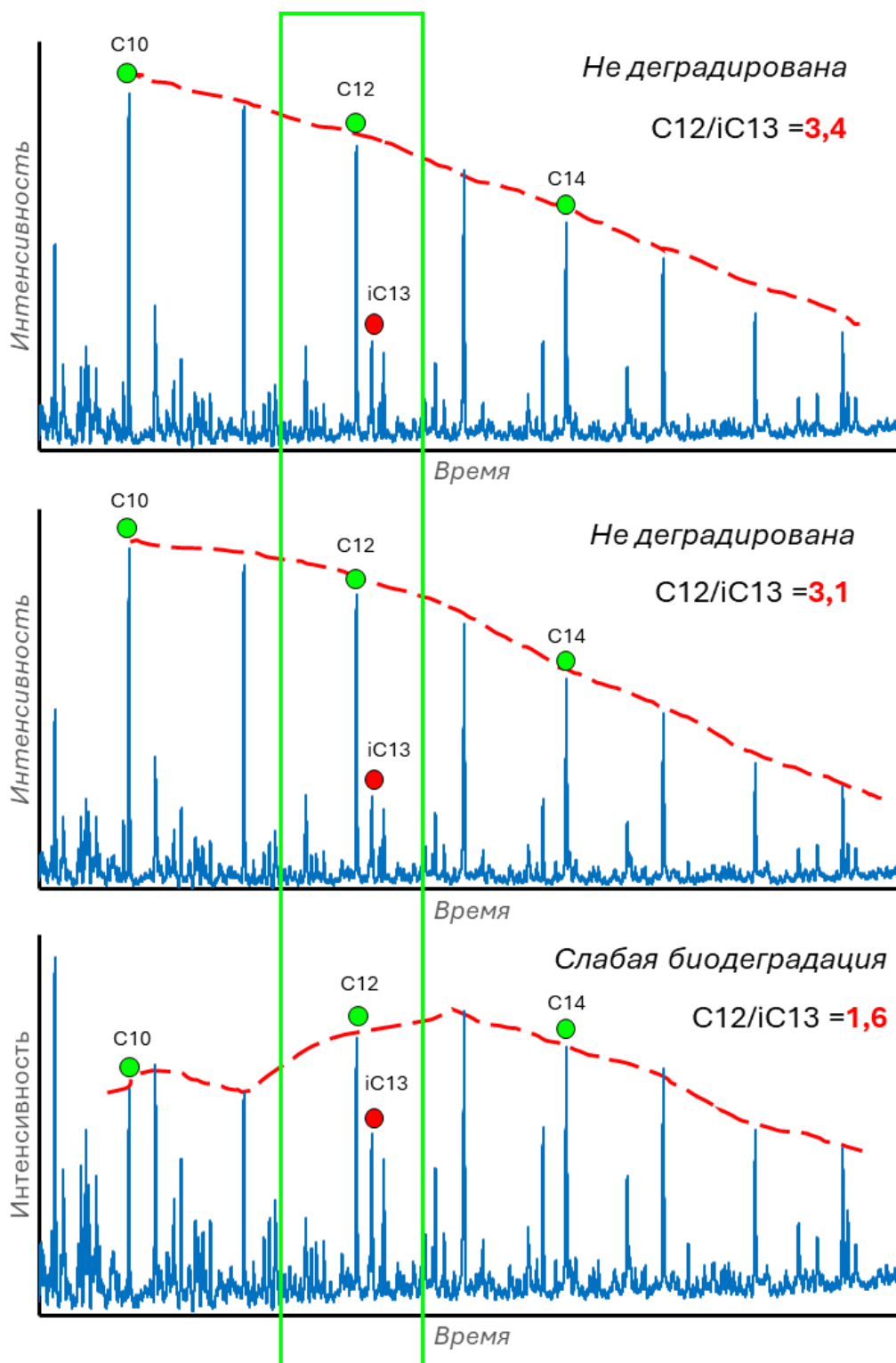


Рисунок 1. Хроматографическая характеристика нефти, отобранной с разных стратиграфических отметок

В результате проведенных работ геохимические методы контроля притока зарекомендовали себя как оперативный и точный метод, применяемый на большом фонде добывающих скважин, а также на скважинах со сложной конструкцией, где не всегда оправдан спуск геофизического оборудования, предназначенный для тех же целей. В дальнейшем планируется продолжить мониторинг работы скважин геохимическими методами, с периодичным отбором образцов на исследования и построение уже 3Д гидрогеохимических моделей.

Сегодня для мониторинга разработки месторождений углеводородов используются разнообразные методы, включая: анализ геолого-промысловой информации, промысловые геофизические методы, гидродинамические методы, трассерные исследования и др. Безусловно, применение в дополнение к указанным методам геохимических методов существенным образом повышает информативность и возможности осуществления мониторинга разработки месторождений и имеет практическое значение. Геохимические методы применимы на различных пластах и месторождениях. Условием применения является наличие выдержанной перемычки между пластами и сети опорных скважин.

Работа выполнена за счет средств Программы стратегического академического лидерства Казанского (Приволжского) федерального университета (ПРИОРИТЕТ-2030)».

Литература:

- England W.A. Reservoir geochemistry – A reservoir engineering perspective // Journal of Petroleum Science and Engineering. – 2007. – Vol. 58. – No. 3–4. – P. 344–354.
- Ganz H.H., Hempton M., Knowles W., van der Veen F., Kreulen R. Integrated Reservoir Geochemistry: Finding Oil by Reconstructing Migration Pathways and Paleo Oil-Water-Contacts // SPE Offshore Europe Conference, Aberdeen, Scotland. – 1999. – SPE 56896.
- Kaufman R.L., Ahmed A.S., Hemphins W.B. A new technique for the analysis of commingled oils and its application to production allocation calculations // Indonesian Petroleum Association, 16th Annual Convention Proceedings. – 1987. – Vol. 2. – P. 247–268.
- Loren W. Slentz. Geochemistry of Reservoir Fluids as a Unique Approach to Optimum Reservoir Management // Middle East Technical Conference and Exhibition, Bahrain. – 1981. – SPE 9582-MS. – DOI: <https://doi.org/10.2118/9582-MS>
- Pavlov D., Fedorov N., Timofeeva O., Vasiliev A. Improved Integrated Approach in Reservoir Modeling by the Example of the Astokh Field // SPE Conference, Abu Dhabi, UAE. – 2019. – 17–19 September.
- Van Bergen P.F., Gordon M. Production geochemistry: fluids don't lie and the devil in the detail // Geological Society, London, Special Publications. – 2020. – Vol. 484. – No. 1. – P. 9–28. – DOI: <https://doi.org/10.1144/SP484.1>
- Xing L., Teerman S., Descant F. Time Lapse Production Allocation Using Oil Fingerprinting for Production Optimization in Deepwater Gulf of Mexico // SPE International Conference on Oilfield Chemistry, Galveston, Texas, USA. – 2019. – SPE 193601-MS. – DOI: <https://doi.org/10.2118/193601-MS>
- Большакова М.А., Корзун А.В., Ступакова А.В., Сауткин Р.С., Калмыков А.Г., Абля Э.А., Краснова Е.А., Харитоновна Н.А., Тихонова М.С., Козлова Е.В., Санникова И.А., Рязанова Т.А., Белкин И.Ю. Информационная значимость геохимических и гидрогеологических данных в нефтегазовой геологии // Георесурсы. – 2021. – Т. 23. – № 2. – С. 214–220.
- Невестенко М.А., Тарасова Ю.С., Ермоловский А.В., Садманова М.В. Использование методов резервуарной геохимии для оценки приточных интервалов в многопластовых месторождениях // Нефтяная столица: Пятый Международный молодежный научно-практический форум, Сургут, 23–24 марта 2022 года. – Сургут: Центр научно-технических решений (АНО ЦНТР), 2022. – С. 132–136.
- Сейтхазиев Е.Ш., Елтай Г.Г., Пангереева Ш.С., Сарсенбеков Н.Д. Количественное распределение нефти совместно добывающих скважин на месторождении Узень с использованием геохимических исследований // Нефть и газ. – 2019. – № 4 (112). – С. 87–113.
- Сейтхазиев Е.Ш., Сарсенбеков Н.Д. Интерпретация результатов геохимических исследований нефти и воды на примере одного месторождения (Республика Казахстан) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2020. – № 3.
- Шипаева М.С., Талипова К.Р., Судаков В.А., Нурғалиев Д.К., Шакиров А.А. Оперативное определение профиля притока в добывающих скважинах по химическому составу нефти и попутных вод (на примере одного из нефтяных месторождений Волго-Уральской нефтегазоносной провинции) // Георесурсы. – 2024. – Т. 25. – № 4. – С. 121–127.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПЛАСТОВЫХ ВОД КАК ИСТОЧНИКА ЦЕННЫХ КОМПОНЕНТОВ НА ЗРЕЛЫХ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Шипаева М.С.¹

1 - ФГАОУ ВО «К(П)ФУ», Казань; E-mail - mariasipaeva@gmail.com

В условиях поздней стадии разработки гигантских нефтяных месторождений возрастает актуальность комплексного использования добываемых флюидов, включая попутные пластовые воды. В рамках настоящего исследования проведён анализ литературных и промысловых данных о составе подземных вод девонского терригенного комплекса Волго-Уральской нефтегазоносной провинции с целью оценки их потенциальной пригодности для извлечения ценных компонентов. Рассмотрены геолого-гидродинамические и металлогенические особенности региона, особенности миграции микроэлементов в пластовых условиях, а также сопоставлены данные по тектоническим структурам с точки зрения степени минерализации и предполагаемого содержания лития, стронция, брома и других ценных элементов. Отдельное внимание уделено анализу существующих отечественных и зарубежных подходов к извлечению полезных компонентов из рассолов и попутных вод, включая технологии мембранного разделения, сорбции и термического концентрирования. Сделан вывод о высокой значимости комплексной геохимической оценки и картирования перспективных участков как первого этапа обоснования ресурсного потенциала пластовых вод. Представленные результаты формируют основу для последующих работ – разработки методики прогнозной оценки извлекаемых запасов и обоснования технологий промышленного извлечения в условиях зрелых месторождений.

Россия является крупнейшей мировой державой, обладающей уникальным природно-ресурсным потенциалом промышленных подземных вод. Они могли бы обеспечить промышленное производство йода, брома, лития, цезия, соединений бора и стронция, солей натрия, кальция и магния в масштабах, полностью удовлетворяющих потребности нуждающихся в них отраслей народного хозяйства [Плотникова, 2017].

Объектом исследования являются пластовые воды девонского терригенного комплекса Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, преимущественно приуроченные к песчано-алевролитовым коллекторам с чередующимися глинистыми и карбонатными прослоями. Водонасыщенные горизонты подразделяются по крупным тектоническим элементам: Северо-Татарский и Южно-Татарский своды, Мелекесская впадина, Сергиево-Абдулинский авлакоген. Минерализация вод варьирует от 20 до 300 г/л, с удельной плотностью до 1,18 г/см³, а температурный диапазон составляет 27–37 °С. В условиях естественного водообмена без влияния заводнения пластовые воды имеют стабильный хлоридно-кальциевый состав [Сулин, 1948].

Так как большинство месторождений уже вошли в позднюю стадию разработки, продукция добывающих скважин характеризуется высокой обводненностью, составляющей 90-98%. Таким образом, удельная доля выносимой воды в добываемой нефти составляет колоссальное количество, и оно является ценным гидроминеральным сырьем, с той лишь разницей, что такое сырье является техногенным или «попутным» и не требует затрат на извлечение его из недр и первичную дезинтеграцию, которые обуславливают основные энергетические издержки традиционных горнопромышленных производств по извлечению гидроминерального сырья.

Металлы в воде разделяются на щелочные: литий, натрий, калий, рубидий, цезий и щелочноземельные: бериллий, магний, кальций, цинк, стронций, барий.

Литий, рубидий, цезий являясь редкими щелочными элементами, накапливаются преимущественно в подземных соленых и рассольных водах [Крайнов, 1973; Крайнов, 2004].

Горные породы и морские воды являются основными источниками поступления щелочных элементов в подземные пластовые воды. Известно, что с калийными солями осаждаются рубидий и цезий. В рассолах хлоридного кальциевого состава содержание редких щелочных элементов гораздо больше, чем в рассолах других типов.

По геохимическим признакам и данным о глубине залегания, наиболее перспективны зоны погружения, где зафиксированы аномально высокие содержания лития (до 2,2 мг/л), стронция (до 150 мг/л) и брома (до 160 мг/л).

Конечно, концентрация металлов в пластовой воде, которая была бы рентабельна для извлечения, зависит от способа извлечения.

Например, для лития ввиду наличия в попутно добываемой воде (ПДВ) значительного количества щелочноземельных металлов (ЩЗМ) нецелесообразным является процесс концентрирования лития наиболее распространенными в мировой практике методами – выпариванием по классической галургической схеме или химическим осаждением. Поэтому наиболее подходящей для извлечения лития из ПДВ является применение селективных сорбентов с последующей десорбцией металла. Так, существует способ [Сахабутдинов и др., 2020], описывающий комплексную переработку ПДВ с последующим извлечением магния, лития, йода и брома, который включает в себя предварительную очистку воды от механических примесей и нефти, и затем – получением товарных химических соединений лития, рубидия, магния, йода и брома. В данном способе литий и йод как раз извлекаются методом селективной сорбции.

Для получения из природных рассолов или из ПДВ магния также есть свои запатентованные методы. Здесь товарный продукт – оксид магния – получают методом выделения из водных растворов (предварительно очищенных от соединений железа и остатков нефти) гидроксида магния известковым молоком [Буслаев, 2021].

Наиболее широко применяемый для производства йода воздушно-десорбционный метод также не применим для ПДВ нефтяных месторождений. Наиболее предпочтительным является ионнообменный способ извлечения йода во взвешенном или циркулирующем слое.

Выявлено, что отношение Mg/Li в регионе затрудняет применение классических методов осаждения и мембранной фильтрации, в связи с чем перспективными считаются технологии сорбционного извлечения на основе литий-селективных материалов.

Таким образом, работа представляет собой основу для прогнозной оценки и последующего геохимического моделирования размещения перспективных участков, пригодных для извлечения ценных компонентов из пластовых вод нефтяных месторождений изучаемого региона.

Работа выполнена за счет средств Программы стратегического академического лидерства Казанского (Приволжского) федерального университета (ПРИОРИТЕТ-2030)».

Литература:

- Буслаев Е.С. Патент № 2777082 С1 Российская Федерация, МПК C01F 5/02. Способ получения оксида магния из природных рассолов и попутно добываемых вод нефтяных месторождений: № 2021134950: заявл. 30.11.2021: опубл. 01.08.2022 / Е. С. Буслаев, Е. Ю. Звездин, Ф. Ф. Шайдуллин; заявитель Публичное акционерное общество "Татнефть" имени В.Д. Шашина, Общество с ограниченной ответственностью "НТЦ Татнефть".
- Крайнов С.Р. Геохимия подземных вод: теоретические, прикладные и экологические аспекты / С.Р. Крайнов, Б.Н. Рыженко, В.М. Швец; отв. ред. Н.П. Лаверов. – М.: Наука, 2004. – 677 с.
- Крайнов С.Р. Геохимия редких элементов в подземных водах / С.Р. Крайнов. – М.: Недра, 1973. – 296 с.
- Плотникова, Р.И. Состояние ресурсной базы промышленных подземных вод (гидроминерального сырья) России и проблемы ее освоения / Р.И. Плотникова // 2017. Электронный научный журнал «Георесурсы, Геоэнергетика, Геополитика»: http://oilgasjournal.ru/vol_4/plotnikova.html (дата обращения: 17.05.2025).
- Сахабутдинов Р.З. Патент № 2724779 С1 Российская Федерация, МПК C02F 9/00. Способ комплексной переработки попутных вод нефтяных месторождений: № 2020100726: заявл. 14.01.2020: опубл. 25.06.2020 / Р. З. Сахабутдинов, Ф. Р. Губайдулин, Л. В. Кудряшова [и др.]; заявитель Публичное акционерное общество «Татнефть» имени В.Д. Шашина, Общество с ограниченной ответственностью «НТЦ Татнефть». Сулин В.А. Гидрогеология нефтяных месторождений / В.А. Сулин. – М.; Л.: Гостоптехиздат, 1948. – 480 с.

МОНИТОРИНГ КАЧЕСТВА ПИТЬЕВОЙ ВОДЫ ПОДЗЕМНЫХ ИСТОЧНИКОВ ПОЖАРСКОГО МУНИЦИПАЛЬНОГО РАЙОНА ПРИМОРСКОГО КРАЯ

Шмелева В.Д. ^{1,2,3}

1 - ФГБУН «Тихоокеанский институт географии Дальневосточного отделения Российской академии наук», г. Владивосток;

2 - ФБУЗ «Центр гигиены и эпидемиологии в Приморском крае», г. Владивосток;

3 - ФГАОУ ВО «Дальневосточный федеральный университет», Школа медицины и наук о жизни, г. Владивосток; E-mail: ha-lera@mail.ru

Качество питьевой воды является одним из ключевых факторов, определяющих здоровье населения и устойчивое развитие территорий [Трифонов, 2024]. В условиях возрастающей антропогенной нагрузки, изменения климата и деградации природных ресурсов проблема обеспечения населения чистой и безопасной питьевой водой приобретает особую значимость [Алексеев, 2022].

Начиная с 2023 года, подземные воды стали основным источником питьевого водоснабжения в Пожарском районе Приморского края. До этого два населённых пункта – с. Губерово и с. Новостройка - получали воду из реки Уссури после очистки и обеззараживания, однако эти меры оказались недостаточно эффективным. Регулярный мониторинг позволяет выявлять потенциально опасные для здоровья вещества (нитраты, тяжелые металлы, микробиологические загрязнения) и предотвращать риски возникновения водно-обусловленных заболеваний. Несмотря на важность подземных вод для региона, систематические исследования их качества в сельских поселениях редко освещаются.

Цель исследования – анализ и оценка качества питьевой воды подземных источников населенных пунктов Пожарского района Приморского края.

Проанализирована обеспеченность водой централизованного водоснабжения (ЦВС), которая представлена водоснабжающими организациями по запросам. Численность населения по муниципальным образованиям Приморского края взяты из статистических бюллетеней «Состав населения Приморского края по полу и возрасту» Территориального органа Федеральной службы государственной статистики по Приморскому краю. Отмечено, что при росте обеспеченности водой ЦВС в Пожарском районе (ПР) при сравнении с Приморским краем (ПК) по относительным значениям (за 2023 год ПК – 85,8%, ПР – 92,6%), в абсолютных значениях обеспеченность населения водой ЦВС в Пожарском районе уменьшается. Тогда как в Приморском крае в среднем обеспеченность растет за счет уменьшения количества населения (на 2019 год - 1,83 млн. чел., на 2023 год – 1,75 млн. чел.) и увеличения количества населения, охваченного ЦВС (на 2019 год - 1,32 млн. чел., на 2023 год – 1,5 млн. чел.), в Пожарском районе наблюдается уменьшение количества населения в целом (на 2019 год 25,4 тыс. чел., на 2023 год – 22,6 тыс. чел.) и количества населения, обеспеченного водой ЦВС (на 2019 год 27,6 тыс. чел., на 2023 год – 24,4 тыс. чел.).

Гигиеническая оценка питьевой воды проводилась по результатам лабораторных испытаний питьевой воды за 2023 год, выполненных лабораторным центром ФБУЗ «Центр гигиены и эпидемиологии в Приморском крае». Вода исследована по трем сценариям: водоисточник, распределительная сеть (с. Игнатьевка, с. Нагорное, с. Пожарское); водоисточник, перед подачей в распределительную сеть и в распределительной сети (пгт. Лучегорск); перед подачей в распределительную сеть и в сети (с. Губерово и с. Новостройка).

Неудовлетворительные пробы по микробиологическим показателям отмечены в одном из водопроводов (с. Губерово и с. Новостройка), что говорит о недостаточном обеззараживании воды на этапе водоподготовки в малых населенных пунктах. Отсутствуют превышения гигиенических нормативов по таким химическим соединениям в питьевой воде как аммиак, нитраты, нитриты, сульфаты, хлориды, литий, мышьяк, свинец, фтор, цинк, бром, магний, медь, никель, ртуть, селен, хром, что свидетельствует об отсутствии значительного

антропогенного загрязнения исследуемых водных объектов. Среди исследованных обобщенных (рН, жесткость общая, окисляемость перманганатная, общая минерализация) и органолептических показателей (запах, мутность, цветность) зафиксированы превышения по рН, железу, марганцу, мутности, общей жесткости, окисляемости и цветности до подачи в распределительную сеть в пгт. Лучегорск, к потребителю вода поступает без превышений гигиенических нормативов по санитарно-химическим показателям на всех водопроводах. Концентрации железа во всех водопроводах снижаются при транспортировке, что говорит об отсутствии вторичного загрязнения воды при контакте с материалом водопроводных труб. Улучшение химического состава в пгт. Лучегорск, свидетельствуя об эффективности работы системы водоподготовки.

Особенностями минерального состава воды централизованных систем водоснабжения на территории Пожарского района являются низкие уровни жесткости, минерализации, дефицит фтора, что может нарушать обменные процессы и инициировать патологические изменения в организме.

Отсутствие значительных превышений ПДК свидетельствует о преобладании природных геохимических процессов над антропогенным влиянием. Выявленные превышения концентрации элементов до поступления в распределительную сеть (Fe, Mn) могут быть связаны с литологическим составом водоносных горизонтов, характерным для некоторых населенных пунктов Пожарского района.

Результаты исследования подчеркивают важность комплексного подхода к обеспечению населения качественной питьевой водой. Проведенный мониторинг подтверждает относительную экологическую благополучность подземных вод Пожарского района. Полученные данные могут быть использованы для разработки природоохранных мер, корректировки программ водоснабжения и обоснования инвестиций в инфраструктуру водоочистки.

Исследование выполнено при финансовой поддержке по проекту РНФ №24-27-00172.

Литература:

Алексеев В. Б., Клейн С. В., Вековщина С. А., Андришунас А. М., Глухих, М. В. Приоритетные факторы нарушения здоровья населения Российской Федерации, ассоциированные с качеством питьевой воды систем централизованного водоснабжения //Здравоохранение Российской Федерации. – 2022. – Т. 66. – №. 5. – С. 366-374.

Трифорова Т. А., Марцев А. А., Селиванов О. Г., Курбатов Ю. Н., Курочкин И. Н., Романова Л. Н. Оценка системы водоснабжения и качества питьевой воды централизованных источников города Владимира //Здоровье населения и среда обитания–ЗНиСО. – 2024. – Т. 32. – №. 8. – С. 35-43.

КАРТИРОВАНИЕ ЗОН ФОРМИРОВАНИЯ ТВЕРДОЙ ФАЗЫ СЕЛЕВЫХ ПОТОКОВ ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЬЕ

Юрьев А.А.^{1,2}, Рыбченко А.А.^{1,2}, Шелохов И.А.^{1,3}, Буддо И.В.^{1,4}

1 - Институт земной коры СО РАН, Иркутск; E-mail antonyrevgeo@mail.ru

2 - Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск

3 -Научный центр изучения Арктики, Салехард

4 - Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск

Оценка склоновых и дренажных характеристик рельефа играет важную роль в инженерной геологии и гидрологии, особенно при решении задач, связанных с прогнозированием таких опасных экзогенных процессов, как оползни и селевые потоки [Wilson, Gallant, 2000; Florinsky, 2016]. Современные методы анализа рельефа опираются на цифровые модели высот [Wilson,

Gallant, 2000], что позволяет вычислять морфометрические параметры, отражающие ключевые свойства ландшафта. Для автоматизации анализа и расчёта 24-ех пространственных метрик нами была разработана программа DEMalyzer.

Входными данными является цифровая модель рельефа (ЦМР) в формате GeoTIFF, полученная по данным спутникового зондирования или аэрофотосъёмки. Перед обработкой производится репроекция, обрезка по ROI, устранение выбросов и интерполяция пропусков [Wilson, Gallant, 2000; Florinsky, 2016].

Реализация автоматизированного алгоритма расчёта морфометрических, гидрологических и текстурных метрик выполнена в программе DEMalyzer. Список используемых показателей соответствует международной практике [Wilson, Gallant, 2000; Evans, 1980; Florinsky, 2016; MacMillan, Shary, 2009]:

А. Морфометрические характеристики:

1. Уклон (Slope) [Wilson, Gallant, 2000]
2. Экспозиция (Aspect) [Wilson, Gallant, 2000]
3. Кривизна плана (Plan Curvature) [Evans, 1980]
4. Профильная кривизна (Profile Curvature) [Evans, 1980]
5. Общая кривизна [Evans, 1980]
6. Среднее значение высот в окрестности
7. Дисперсия высот
8. TPI (Topographic Position Index) [MacMillan, Shary, 2009]
9. TRI (Topographic Ruggedness Index) [MacMillan, Shary, 2009]

В. Гидрологические параметры:

10. SPI (Stream Power Index) [Tarboton, 1997]
11. TWI (Topographic Wetness Index) [Tarboton, 1997]
12. Направление стока (Flow Direction) [Tarboton, 1997]
13. Накопление стока (Flow Accumulation) [Tarboton, 1997]

С. Текстуры признаки:

14. Градиентный индекс
15. Локальный бинарный паттерн (LBP)
16. Гистограмма градиента
17. Габоровские фильтры
18. Энергия (GLCM)
19. Контраст (GLCM)

Д. Статистические метрики:

20. Среднее значение
21. Стандартное отклонение
22. Энтропия
23. Анизотропия
24. Фрактальная размерность (опционально)

DEMalyzer написан на языке Python 3.12 с использованием библиотек rasterio, scipy.ndimage, skimage.feature и numpy, как рекомендовано в современных исследованиях [Florinsky, 2016; Wilson, Gallant, 2000; MacMillan, Shary, 2009]. Обработка может быть проходить как в пакетном, так и в интерактивном режиме с возможностью выбора ROI. Каждая метрика записывается в отдельный TIFF и визуализируется в окне программы.

Методика реализована в DEMalyzer и апробирована на склоновых системах Южного Прибайкалья. Полученные метрики позволили выделить зоны аккумуляции и зоны формирования твердой фазы обвального-осыпного механизма, а также участки с высоким индексом влажности и риском эрозии. Визуальное сопоставление с полевыми данными подтвердило достоверность расчётов, что соответствует результатам, опубликованным в ряде зарубежных исследований [Wilson, Gallant, 2000; Tarboton, 1997].

Использование набора из 24 метрик позволяет всесторонне охарактеризовать морфометрию и гидрологические особенности рельефа. Комбинация TWI, SPI, TRI и кривизн обеспечивает надёжную идентификацию зон склоновой неустойчивости [Tarboton, 1997; Evans, 1980; MacMillan, Shary, 2009]. Расчёт текстурных признаков усиливает пространственное зонирование и может быть использован для машинного обучения и классификации ландшафтов, как показано в работах [Wilson, Gallant, 2000; Florinsky, 2016].

Разработанная нами программа DEMalyzer позволяет выполнять расширенный гидрогеоморфологический анализ рельефа на основе ЦМР с высокой степенью автоматизации [Wilson, Gallant, 2000; Florinsky, 2016; MacMillan, Shary, 2009]. В будущем она может быть адаптирована для оценки опасности селевых потоков, оползней и других геодинамических процессов.

Работа выполнена в рамках темы № 1023110300018-4-1.5.4 Министерства науки и высшего образования РФ в молодежной лаборатории комплексных исследований Арктики ИЗК СО РАН.

Литература:

- Florinsky I. Digital terrain analysis in soil science and geology. – Academic Press, 2016.
Tarboton D. G. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models // Water resources research. – 1997. – Т. 33. – №. 2. – С. 309-319.
Evans I. S. An integrated system of terrain analysis and slope mapping // Zeitschrift für Geomorphologie. Supplementband Stuttgart. – 1980. – №. 36. – С. 274-295.
MacMillan R. A., Shary P. A. Landforms and landform elements in geomorphometry // Developments in soil science. – 2009. – Т. 33. – С. 227-254.
Evans I. S. An integrated system of terrain analysis and slope mapping. Zeitschrift für Geomorphologie. - 1980.
Wilson J. P., Gallant J. C. (ed.). Terrain analysis: principles and applications. – John Wiley & Sons, 2000.

СОСТАВ СПОДУМЕНА ИЗ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ КОМПЛЕКСА ЛАГМАН, ВОСТОЧНЫЙ АФГАНИСТАН

Юсуфзай Атаулла¹, Евдокимов А.Н.²

- 1- Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург; ata.yosufzai@gmail.com
2- Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург; evdokimov_an@spmi.ru

В ходе исследования впервые был определён состав макро- и микроэлементов в сподумене из месторождений Колатан, Дарай Печ и Цамгал, Восточный Афганистан, с использованием метода масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS). Это позволило получить детальную информацию о ростовой зональности кристаллов. Анализ выявил устойчивые корреляционные связи между содержаниями лития и ряда редких элементов от центров к периферии кристаллов. Также установлены пространственные закономерности распределения концентраций лития и других редких элементов в минерале, в зависимости от пространственного - высотного положения пегматитовых тел и их удалённости от материнской гранитной интрузии.

Выполнено изучение составов 14 кристаллов сподумена на 23 элемента: Li, Na, K, Ca, Mg, Fe, Mn, Sn, Cr, Zn, Ga, Cs, V, Rb, Ta, Nb, Cu, Ti, Sr, B, Be, Ba, Zr. Образцы включали: четыре кристалла из месторождения Колатан; шесть - из Дарай Печ, месторождений Дигал и Гульсалак; четыре кристалла из месторождения Цамгал. Пробы охватывают три гипсометрических уровня залегания пегматитов - от 1200 до 4500 м над уровнем моря.

Анализы выполнены методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) на ионном зонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН) по стандартной методике. Исследованы: зональность роста кристаллов; секториальные особенности; состав кристаллов от центра к краю. При подготовке шлифов кристаллы сподумена разрезали перпендикулярно граням призмы {001} и пинакоида, параллельно осям – c {100} и {010}.

В месторождении Колатан состав сподуменов демонстрирует четкие вариации, проявляющиеся в росте содержаний элементов от центра к краю кристаллов: Li, Na, Mn, Ga, Ti, Sn, Zn. Напротив, содержания Fe, K, Ca, B, Cr, Mg, Cs, Cu и Be снижаются от центра к периферии. Наиболее значительные изменения концентраций в ppm зафиксированы для следующих элементов: Li (38941–43962), Mn (329–1071), Na (639–1034), Fe (79,8–821), Ga (24,4–49,9), K (9,53–134), Ca (6,65–105), Sn (7,8–106), Mg (1,13–155,4), B (5,08–57,3), Ti (2,27–48,4). Менее выраженные вариации содержания характерны для Cr (2,75–6,58), Zn (1,13–9,39), Cu (0,75–6,88), Cs (0,09–3,54), Be (0,49–9,54), Ta (0,05–1,2), Sr (0,11–0,98). Концентрации V, Rb, Nb и Zr составляют менее 0,5 ppm (рис.).

В сподумене месторождений Дарай Печ, как и в месторождении Колатан, наблюдаются контрастные изменения химического состава между центральными и краевыми зонами кристаллов. От центра к краю отмечается увеличение содержания следующих элементов: Li, Na, Fe, Mn, Ga, Sn, Be, Zn, Ti. в то время как содержания K, Ca, B, Cr, Mg, Cu и Cs, напротив, снижаются. Наиболее выраженные колебания концентраций зафиксированы для элементов в ppm: Li (36571–51039), Na (378–1542), Fe (53,7–3219), Mn (103–2877), Ga (37,8–90,0), Ca (2,81–257), K (3,86–146), Sn (5,52–325), Mg (0,26–275), Ti (1,3–79,5), B (1,69–21,8). Менее заметны изменения содержаний: Cr (3,0–15,0), Zn (0,37–38,43), Cu (0,94–11,6), Cs (0,01–8,75), Be (0,03–3,65), Ta (0,03–2,09), V (0,07–3,11), Sr (0,03–3,09), Rb (0,02–1,56), Ba (0,03–3,17), Zr (0,01–1,60). Концентрации Nb не превышают 1 ppm (рис.).

В месторождении Цамгал сподумены демонстрируют наибольшие колебания составов по ряду элементов, причём от центра к краю кристаллов отмечается увеличение содержаний Li, Na, Fe, Mn, Mg, Ti и Ga, тогда как содержания K, Ca, B, Cr, Cu, Sn, Be и Zn, наоборот, снижаются. Существенные диапазоны концентраций в ppm установлены для элементов: Li (37304–48098), Na (729–1324), Mn (226–664), Fe (9,88–2412), K (4,36–42,1), Ga (34,5–54,1), Ca (1,39–7,95), Sn (10,1–381), Mg (0,31–5,05), B (2,30–35,4), Ti (2,07–38,1). Менее выражены вариации содержаний Cr (5,32–12,1), Zn (0,52–20,8), Cu (0,65–4,76), Cs (0,03–2,44), Be (0,23–2,03), Ta (0,03–1,07). Концентрации Sr, V, Rb, Nb и Zr не превышают 1 ppm.

Содержание V варьирует от 0,07 до 0,98 ppm во всех сподуменах, за исключением образца SP11, в котором наблюдается значительное увеличение его концентрации до 2,73–3,1 ppm. Кроме того, в этом образце зафиксированы повышенные содержания Zr и Mg в ppm: Zr 1,3–1,6, Mg 2417–2876, тогда как в остальных образцах сподумена содержание Zr составляет 0,01–0,27, а Mg 103–1 278 ppm. В краевой зоне образца SP8 значительно ниже содержания в ppm: Sr 0,04, Ba 0,08, Rb 0,14, Mg 0,29 и K 4,22, по сравнению с центральной частью этого же образца, в ppm: Sr 3,09, Ba 3,17, Rb 1,56, Mg 276 и K 147. В остальных образцах наблюдаются следующие диапазоны содержания указанных элементов (ppm): Sr 0,03–0,88, Ba 0,03–0,65, Rb 0,02–0,65, Mg 0,16–26, Ca 1,05–138, K 3,85–134.

Содержания лития в сподуменах демонстрируют положительную корреляцию с содержаниями Na, Fe, Mn, Ga, Sn, B, Ti, Zn, Be и Cu, и отрицательную - с K, Cs, Ta, Cr и Nb. Среди всех элементов натрий проявляет самую сильную положительную корреляцию с содержанием лития, что, повидимому, обусловлено тенденцией замещения калиевых пегматитов натриевыми [Xiong и др., 2024]. В то время как для остальных элементов такая зависимость либо отсутствует, либо выражена слабо. Отмечена также положительная корреляция между Sn и Na. Содержание олова в сподуменах, удалённых от материнских пород, значительно выше, чем в образцах, расположенных ближе к ним. Так, среднее содержание Sn в сподуменах месторождения Колатан составляет 33,6 ppm, тогда как в сподуменах месторождений Цамгал и Дарай Печ оно достигает 117 и 128 ppm соответственно.

Во всех образцах сподумена увеличение содержания Mn способствует улучшению ювелирных характеристик минерала – появлению розовато-фиолетовой окраски и повышению прозрачности. В серовато-белых зонах, а также в центральных частях кристаллов, содержание Fe выше, чем Mn, что отражается в значениях отношения Fe/Mn, которое варьирует от 0,03 до 6,9 ppm и демонстрирует более высокие значения в светлых участках по сравнению с тёмными.

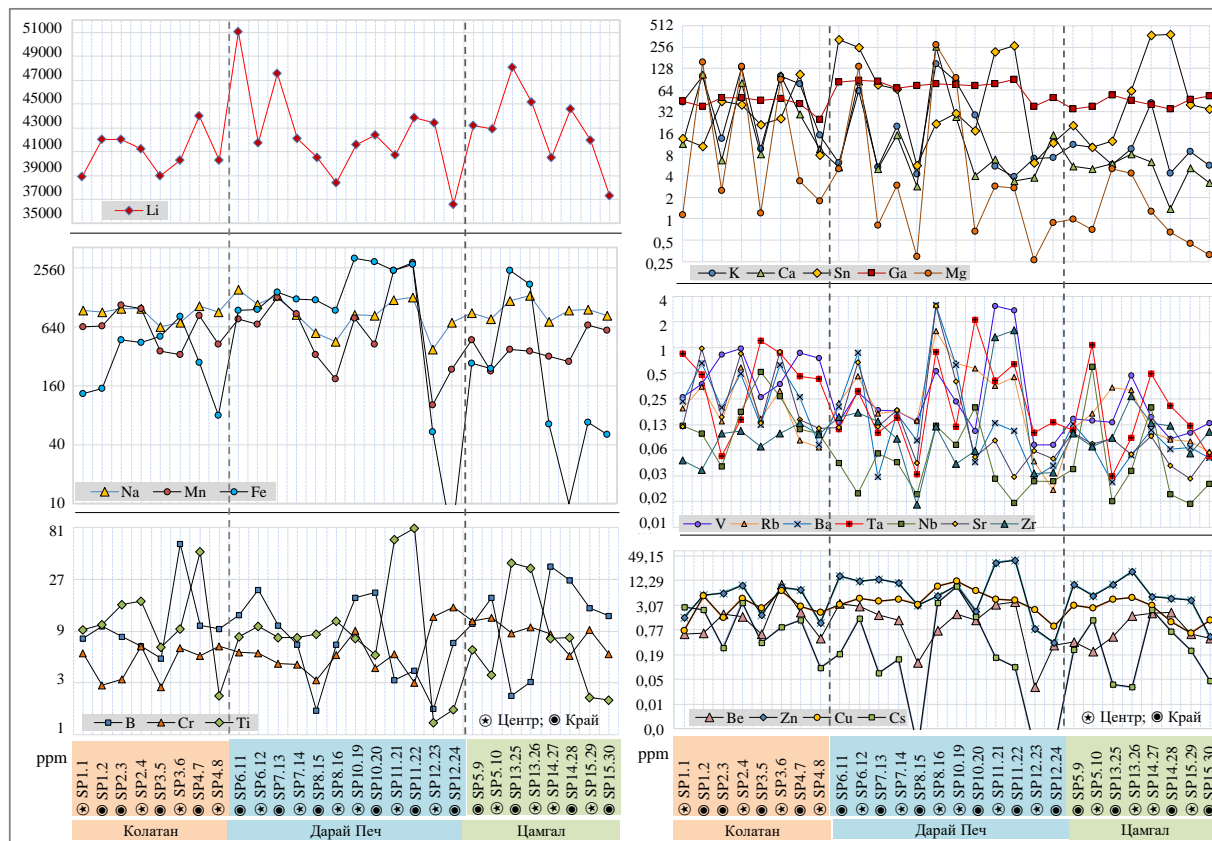


Рис. 1. Распределение лития, малых и редких элементов в ppm в краевой и в центральной частях кристаллов сподумена с указанием положений аналитических точек.

Ga является единственным редким элементом в сподумене, содержание которого не проявляет устойчивой зональности в пределах кристаллов. В то же время содержание Ga в сподуменах месторождения Дарай Печ значительно выше по сравнению с образцами из Колатан и Цамгал (рис.). Это, по всей видимости, связано с различиями в составе вмещающих пород [Евдокимов, Юсуфзай, 2025]: пегматитовые жилы Колатана и Цамгала залегают среди слабометаморфизованных сланцев [Скублов и др., 2024a], тогда как пегматиты Дарай Печ приурочены к гранодиоритам [Скублов и др., 2024b]. Прозрачные сподумены ювелирного качества с повышенными содержаниями Ga формируются в пегматитах, залегающих среди биотит-амфиболовых диоритов и габбро-диоритов комплекса Нилау (месторождения Дарай Печ и Нилау-Кулам), в условиях тектонически спокойной обстановки.

Суммарные содержания щелочных элементов (Li, Cs, K, Rb, Na) в сподумене месторождений Колатан, Дарай Печ и Цамгал варьируют в пределах 39652–52289 ppm, в среднем составляя 41926, 43455 и 43927 ppm соответственно. Переходные элементы (Fe, Mg, Mn, Ca, Ti, V, Cr, Zn, Cu, Nb, Ta, Zr) представлены в интервалах: Колатан 531–1681 ppm (в среднем 1145), Дарай Печ 177–5775 ppm (2544), Цамгал 316–2863 ppm (1055).

Зависимость между содержаниями щелочных и переходных элементов коррелируется с удалённостью пегматитов от материнской интрузии, что связано с фракционированием и дифференциацией флюида при его движении вверх по разрезу. Зональность проявляется как в пределах жил, так и внутри кристаллов: бедные примесными элементами сподумены

локализованы в лежащем боку, тогда как обогащённые, ювелирного качества, - в кварцевом ядре и миароловых пустотах [Скублов и др., 2024а]. Центральные части кристаллов сподумена характеризуются однородным составом, отражающим кристаллизацию из стабильного магматического расплава, сформировавшегося в ходе многостадийного фракционирования литийсодержащей лейкогранитной магмы III-фазы комплекса Лагман [Евдокимов, Юсуфзай, 2025]. Зональность в периферических частях кристаллов связана с изменением состава флюидов во время роста кристаллов на поздних этапах пегматитообразования, включая переход к гидротермальной стадии.

Литература:

Xiong Y. и др. Genetic linkage between parent granite and zoned rare metal pegmatite in the Renli-Chuanziyuan granite-pegmatite system, South China // Geological Society of America Bulletin. 2024. DOI: 10.1130/B37688.1.

Евдокимов А. Н., Юсуфзай А. Геологическая позиция редкометалльных пегматитов гранитоидного комплекса Лагман, Афганистан // Russian Journal of Earth Sciences. - 2025. - Т. 25. - № 1. - С. 1–23. DOI: 10.2205/2025es000998.

Скублов С. Г. и др. Особенности состава цезийсодержащего анальцита в сподуменовых пегматитах Афганистана (месторождение Колатан, провинция Нуристан) // Записки Российского минералогического общества. - 2024а. - Т. 153. - № 6. - С. 122–140. DOI: 10.31857/S0869605524060053.

Скублов С. Г. и др. Редкоэлементный состав берилла из месторождений сподуменовых пегматитов провинции Кунар, Афганистан // Минералогия. - 2024б. - Т. 10. - № 2. - С. 58–77. DOI: 10.35597/2313-545X-2024-10-2-4.

RB-SR ДАТИРОВАНИЕ ГРАНИТОВ И СОПУТСТВУЮЩИХ ПЕГМАТИТОВ КОМПЛЕКСА ЛАГМАН, МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОЛАТАН, НУРИСТАН, ВОСТОЧНЫЙ АФГАНИСТАН

Юсуфзай Атаулла¹, Евдокимов А.Н.²

1- Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург; ata.yosufzai@gmail.com

2- Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург; evdokimov_an@spmi.ru

Гранитоидный комплекс Лагман (LGC) расположен на востоке Афганистана и содержит крупнейшее в регионе и наиболее минерализованное поле редкометалльных пегматитов, что делает его важным объектом геологических исследований. Комплекс включает три фазы интрузий, при этом редкометалльные пегматиты пространственно и генетически связаны с гранитами фазы III [1,2]. В данной работе представлены результаты датирования методом Rb–Sr (ID-TIMS) гранитов фазы III и связанных с ними пегматитов. Трёхточечные изохроны дают возраст $26,7 \pm 5,6$ млн лет для гранитов и $24,5 \pm 2,1$ млн лет для пегматитов. Близкие значения изотопных соотношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гранитах (0,754265) и пегматитах (0,745373) свидетельствуют о едином магматическом источнике и общей петрогенетической эволюции в альпийскую эпоху тектогенеза. Более позднее по сравнению с гранитами пегматитообразование подтверждается полевыми геологическими наблюдениями.

Геологическая характеристика. Гранитоидный комплекс Лагман расположен в зоне Нуристан горного массива Гиндукуш на северо-востоке Афганистана. Комплекс состоит из трёх фаз интрузий с различными минералогическими и геохимическими составами [1–3]: 1- диориты, кварцевые диориты и гранодиориты; 2 - порфириовидные биотитовые граниты, амфиболово-биотитовые граниты и гранодиориты; 3 - двуслюдяные граниты и лейкограниты, сопровождающиеся редкометалльными пегматитами [1,2].

Зона Нуристан характеризуется развитием магматизма от протерозоя до кайнозоя [1–3]. Протерозойские образования представлены палингенными-метасоматическими гранитоидами, а мезозойско-кайнозойский магматизм представлен раннемеловым

комплексом габбро-монцонитов-диоритов Нилау и эоцен-олигоценowymi гранитами комплекса Лагман [3].

В районе месторождения Колатан развиты триасовые кварц-биотит-гранат-ставролитовые сланцы и мраморизованные известняки, прорванные двуслюдяными гранитами фазы III комплекса Лагман. Граниты занимают около 70% площади, и с ними генетически связаны жилы редкометалльных пегматитов [1,2,4]. На месторождении Колатан выделяются три типа пегматитовых жил: 1) шерл-мусковит-микроклиновые, безрудные; 2) микроклин-альбитовые с эльбаитом, полихромным турмалином, кунцитом, танталитом-(Mn), касситеритом, поллуцитом и анальцимом; 3) сподумен-микроклин-альбитовые и лепидолит-сподумен-клевеландитовые с амблигонитом, поллуцитом, эльбаитом, кунцитом, полихромным турмалином, минералами группы колумбит-танталит и цезийсодержащем анальцимом [4].

Образцы были собраны в двух районах: образец N-15G — из гранита фазы III комплекса Лагман в долине Алингар провинции Лагман (70°24'28.6" E, 34°59'42.8" N) и образец N-2P — из безрудной пегматитовой жилы в нижней части месторождения Колатан в долине Титин провинции Нуристан (70°24'24.2" E, 34°59'37.7" N).

Проанализированы концентрации Rb и Sr, а также изотопные отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Монофракции мусковита (Ms) и калиевого полевого шпата (Kfs) были выделены в минералогической лаборатории ИГТГ РАН методами электромагнитной и тяжёложидкостной сепарации. Изотопный состав определяли с использованием мультиколлекторного масс-спектрометра TRITON в статическом режиме методом изотопного разбавления [5]. Коррекция изотопного фракционирования Sr проводилась нормировкой измеренных значений на $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$ и приведением к $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71025$ (стандарт NBS-987). Погрешность определения концентраций составляла 0,5%. Возраст и начальные изотопные соотношения рассчитывались с использованием программного комплекса IsoplotR (isoplotr.com/isoplotr/), с относительными неопределённостями 0,5% для $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и 0,01% для $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [6].

Отмечается повышенная концентрация Rb в мусковите (Ms) и калиевом полевоом шпате (Kfs) по сравнению с валовой пробой (WR), что отражает тенденцию замещения калия рубидием в этих минералах. Содержание Sr в мусковите ниже, чем в Kfs и WR, что связано с преимущественным вхождением Sr в структуры кальциевых минералов, таких как плагиоклаз.

Мусковит, особенно из пегматита ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 870,912$), демонстрирует максимальные значения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, отражая экстремальное обогащение Rb и истощение Sr. Это оказывает значительное влияние на распределение радиогенного Sr в минералах. В Kfs зафиксированы также повышенные, но более низкие значения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, отражающие существенное обогащение Rb в процессе фракционирования. Значения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в породах умеренные, но в граните выше (72,675), чем в пегматите (52,686), что указывает на большее истощение Sr в пегматите.

Похожие начальные изотопные соотношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в граните (N-15G; 0,754265) и пегматите (N-2P; 0,745373) свидетельствуют об их едином источнике и магматической природе. Небольшое увеличение радиогенности пегматита по сравнению с гранитом может быть связано с длительным распадом Rb/Sr или большей эволюцией магмы за счёт фракционирования. Начальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в минералах и валовой пробе отражают накопление радиогенного стронция в результате распада рубидия. Мусковит из пегматита ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 1.024631$) демонстрирует наибольшее изотопное соотношение, что согласуется с выраженным фракционированием Rb/Sr и интенсивным нарастанием изотопа ^{87}Sr за счёт распада ^{87}Rb . Калиевый полевой шпат характеризуется более низкими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.736678 в граните; 0.752925 в пегматите), сохраняя более примитивный изотопный состав по сравнению с мусковитом (таблица 1).

Таблица 1. Концентрации Rb-Sr и их изотопные отношения (Kfs — калиевый полевой шпат; Ms — мусковит; WR — валовый проб).

Образец	Порода	Минерал	Rb(ppm)	Sr(ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2 σ
N-15G	Гранит	WR	327.9	13.10	72.675	0.754265	75
		Ms	857.2	7.019	358.33	0.859651	78
		Kfs	883.2	83.10	30.7997	0.736678	61
N-2P	Пегматит	WR	327.9	18.05	52.686	0.745373	44
		Kfs	1013.5	37.28	78.921	0.752925	28
		Ms	1290.8	4.419	870.912	1.024631	52

Трёхточечные изохроны дают возраст $26,7 \pm 5,6$ млн лет для гранита фазы III (MSWD = 0.02; начальное $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.726 \pm 0.016$; рис. а) и $24,5 \pm 2,1$ млн лет для безрудных пегматитов (MSWD = 0.01; начальное $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.727 \pm 0.015$; рис. б), что указывает на общий источник. Молодой возраст, высокое содержание Rb и повышенные значения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ указывают на интенсивную позднюю дифференциацию магмы и участие флюидов, что характерно для пегматитов, обогащённых несовместимыми элементами, такими как Rb. Более высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в мусковите пегматитов по сравнению с мусковитом гранитов дополнительно указывают на длительное изотопное фракционирование Rb–Sr в процессе поздней кристаллизации, вероятно под влиянием гидротермальных флюидов, и, возможно, на более глубокое фракционирование пегматитов.

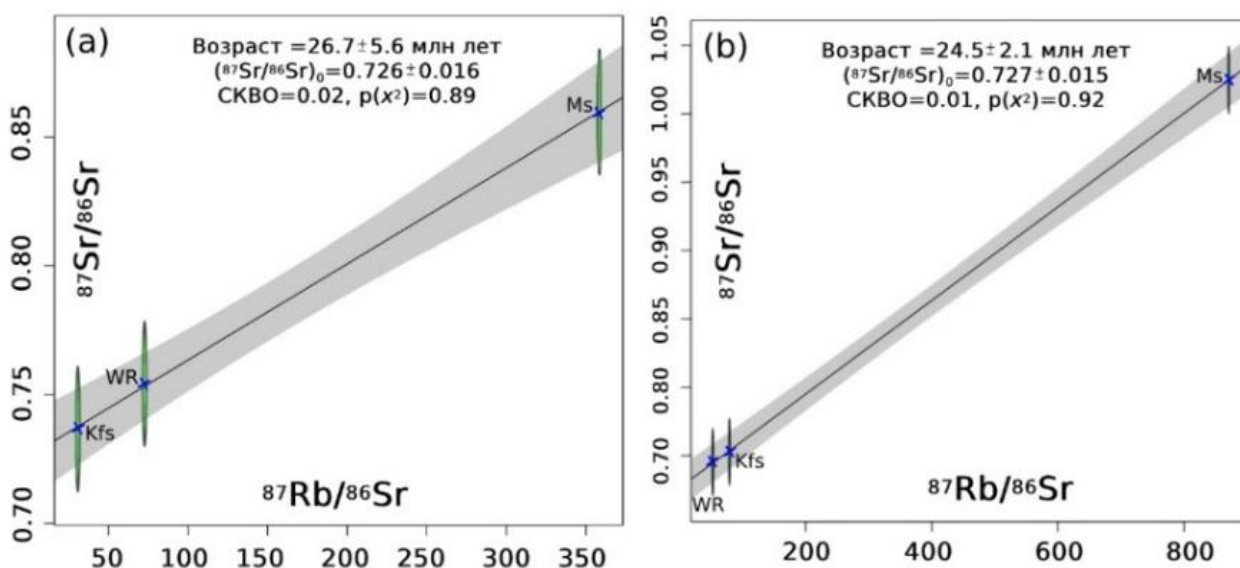


Рис.1. Изохронные диаграммы Rb–Sr: а) гранит фазы III; б) сопутствующие пегматиты. Сокращения: Kfs — калиевый полевой шпат; Ms — мусковит; WR — валовый состав проб.

На территории Афганистана были выделены четыре основных этапа интрузивной активности: раннепалеозойский (~500 млн лет), триасовый (~230 млн лет), меловой (~100 млн лет) и эоцен-олигоценый (~35 млн лет) [3]. В геохронологическом отношении эоцен-олигоценый этап остаётся наименее охарактеризованным. Для гранитоидов комплекса Лагман и сопутствующих пегматитов зоны Нуристан имеется весьма ограниченное количество датировок — менее 10 по методу Rb–Sr [7] и несколько по методу K–Ar. Возраст гранитов по данным Rb–Sr колеблется в пределах 31–33 млн лет, а пегматитов — от 21 до 27 млн лет. Возраст мусковита, плагиоклаза и валовой пробы сподуменового пегматита месторождения Пашки (зоны Нуристан) составляет 21 ± 2 млн лет (MSWD = 5.4) [8]. Возраст гранитов (~26,7 млн лет), безрудных пегматитов (~24,5 млн лет) и сподуменовых пегматитов (~21 млн лет) в целом согласуется с приведёнными выше данными и позволяет датировать

этап магматической активности в Лагманском комплексе концом орогенеза Гималаев, связанного с горной системой Гиндукуш (в частности, с зоной Нуристан), соответствующего пост-коллизии стадии Индийской и Евразийской плит, сопровождавшейся утолщением земной коры и частичным плавлением метасадочных пород.

Литература:

- Rossovskiy LN, Chmyrev VM. Distribution patterns of rare-metal pegmatites in the hindu kush (Afghanistan). // International Geology Review. - 1977.- Vol. 19. - Iss. 5. - P. 511-520. DOI:10.1080/00206817709471047.
- Евдокимов АН, Юсуфзай А. Геологическая позиция редкометалльных пегматитов гранитоидного комплекса Лагман, Афганистан. // Russian Journal of Earth Sciences. - 2025. - Vol. 25. - Iss. 1. - P. 1-23. DOI:10.2205/2025es000998.
- Debon F, Afzali H, Le Fort P, Sonet J. Major intrusive stages in Afghanistan: Typology, age and geodynamic setting. // Geologische Rundschau. - 1987. - Vol. 76. - Iss. 1. - P. 245-264. DOI:10.1007/BF01820586.
- Скублов СГ, Юсуфзай А, Евдокимов АН, Галанкина ОЛ. Особенности состава цезийсодержащего анальцита в сподуменовых пегматитах Афганистана (месторождение Колатан, провинция Нуристан). // Записки РМО. - 2024. - Vol. 153. - Iss. 6. - P. 122-140. DOI:10.31857/S0869605524060053.
- Bogomolov ES, Gusev VF, Urchenko SI. Mantle Origin Of The Pana Tundra Layered Mafic Intrusion: Evidence From Sm-Nd And Rb-Sr Data. // Geochemistry International. - 2002. - Vol. 40. - Iss. 9. - P. 855-859. DOI:EDN: LHIQJN.
- Vermeesch P. Isoplot R: A free and open toolbox for geochronology. // Geoscience Frontiers. - 2018. - Vol. 9P. - P. 1479-1493.
- Desio A. On the geological ages of some granites of the Karakoram-Hindukush and Badakhashan (Central Asia). In: 22-Nd International Geological Congress. Proc. Section 11: Himalayan and Alpine Geology. New Delhi; 1964. - P. 479-496.
- Хамдард Н, Скублов СГ. Первые данные о возрасте сподуменовых пегматитов месторождения Пашки, провинция Нуристан (Афганистан).: Акт. Пр. Гео, Геоф и Геоэк. Материалы XXXV МНШКонф, Пос. Пам. Чл-Кор. АН СССР К.О. Кратца и Академика РАН Ф.П. Митрофанова. Петрозаводск. - 2024. - С. 202-204. DOI:10.17076/kratz2024-t.

ФЕРМЕНТАТИВНАЯ АКТИВНОСТЬ ДОННЫХ ОСАДКОВ МАЛЫХ РЕК КАЛИНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ.

Яцик А.Э.

*Балтийский федеральный университет имени Иммануила Канта, Высшая школа
живых систем, г. Калининград; E-mail: aestess@yandex.ru*

Ферментативная активность почв чувствительна к загрязнению тяжёлыми металлами и нефтепродуктами, что позволяет использовать её как способ диагностики загрязнения. Ферментативная активность каталазы чувствительна к повышенным концентрациям меди и хрома [Поляк, 2020; Baikhamurova, 2020; Leeб 2020]. Уреазная активность – к высокому содержанию меди, цинка, марганца, хрома [Поляк, 2020; Тазетдинова, 2013; Baikhamurova, 2020]. Активность полифенолоксидазы угнетается под воздействием свинца, меди и кадмия [Дроздова, 2016]. Донные осадки депонируют различные загрязнители из вод, что позволяет отследить загрязнение в долгосрочной перспективе и наблюдать процесс самоочищения водного объекта [Новиков, 2022].

Среди целей исследования данной работы – определение ферментативной активности донных осадков рек Калининградской области, оценка и выявление взаимосвязи между содержанием тяжелых металлов и ферментативной активностью.

В ходе работы были определены ферментативные активности каталазы, уреазы и полифенолоксидазы. Для определения каталазной активности использовался метод Джонсона и Темпле, основанный на титровании избытка перекиси водорода после реакции с каталазой раствором перманганата калия. Уреазная активность оценивалась методом Галстяна, основанным на измерении аммиака, выделившегося в результате гидролиза мочевины. Для анализа полифенолоксидазной активности применялся колориметрический метод Карягиной и Михайловской, где активность фермента оценивалась по количеству образующегося

бензохинона в результате взаимодействия гидрохинона и полифенолоксидазы. Определение тяжелых металлов проводилось методом рентгенофлуоресцентного анализа с помощью прибора «СПЕКТРОСКАН МАКС-GVM». Образцы были отобраны в устьях рек Тростянка и малая Морянка, в истоках рек Тростянка, малая Морянка и большая Морянка.

Результаты исследования приведены в таблице №1, таблице №2 и на рисунке №1. Для истока большой Морянки зафиксировано наименьшее значение уреазной активности ($37,120 \pm 0,109$ мг аммиака/кг донных осадков), каталазной активности ($0,1856 \pm 0,0004$ мл 0,1 Н КМnO₄/г донных осадков) и полифенолоксидазной активности также невелико. Наивысшие значения были получены для устья малой Морянки. Результат выполненной работы наглядно представлен на рисунке № 1. Кроме того, из полученных данных можно сделать вывод о взаимосвязи содержания тяжелых металлов и ферментативной активности. Уреазная активность угнетена при высоком содержании ванадия, хрома, марганца, свинца, мышьяка и никеля; сильнее всего уменьшается уреазная активность при высоких концентрациях цинка. При увеличении содержания цинка, марганца и ванадия уменьшается ферментативная активность полифенолоксидазы.

Таблица №1 – ферментативная активность донных осадков.

	Уреаза, мг аммиака/кг донных осадков	Каталаза, мл 0,1 Н КМnO ₄ /г почвы	ПФО, мг 1,4- бензохинона за 30 мин на 1 г донных осадков
М. Морянка (устье)	225,075	0,1959	0,723
М. Морянка (исток)	117,513	0,299	1,624
Б/и	37,12	0,1856	0,827
Тро стянка (исток)	58,933	0,2578	0,708
Тро стянка (устье)	125,504	0,299	1,49

Таблица №2 – содержание ТМ в образцах донных осадков.

Объект	Pb, mg/kg	As, mg/kg	Zn, mg/kg	Ni, mg/kg	Mn O, mg/kg	Cr, mg/kg	V, mg/kg
М. морянка (устье)	5	2	14	3	405	39	11
М. морянка (исток)	6	3	30	10	288	59	21
Б/и	14	3	41	7	197	44	13
Тростянка (исток)	26	6	88	26	427	80	72
Тростянка (устье)	28	4	30	7	253	49	13

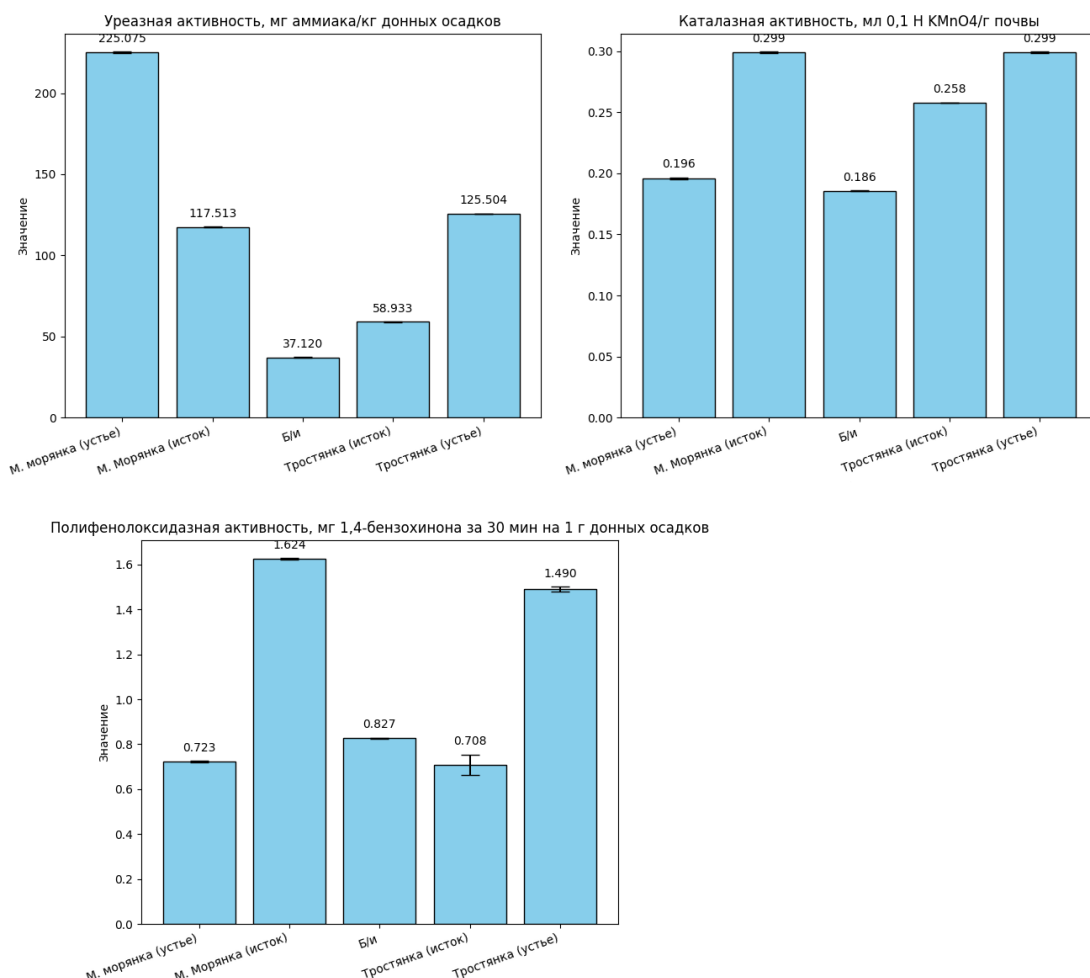


Рисунок 1. Уреазная, каталазная и полифенолоксидазная активность – гистограмма.

Литература:

- Дроздова Н.И., Макаренко Т.В., Куртасова Е.В. Экспериментальное моделирование при изучении биологической активности почв // Экологический вестник. - 2016. - № 4 (38). - С. 68-74.
- Новиков М.А. Зоны аккумуляции загрязнения в донных отложениях Баренцева моря // Океанология. – 2022. – Т. 62, № 4. – С. 578–589.
- Ю. М. Поляк, В. И. Сухаревич Почвенные ферменты и загрязнение почв: биodeградация, биоремедиация, биоиндикация // Агрохимия. – 2020. - № 3. - С. 83-93.
- Тазетдинова Д.И., Антонов В.В., Газизов И.С., Алимова Ф.К. Ферментативная активность выщелоченных черноземов Восточного Закамья Волго-Камской степи при синергетическом загрязнении тяжелыми металлами и углеводородами // Фундаментальные исследования. - 2013. - № 8 (часть 2). - С. 364-369.
- Baikhamurova M.O. CHANGE OF CATALASE AND UREASE ACTIVITY AT HIGH CONTENT OF HEAVY METALS (Pb, Zn, Cd) IN SEROZEM. / Baikhamurova M.O. Yuldashbek D.H., Sainova G.A., Anarbekova G.D. // EUROPEAN JOURNAL OF NATURAL HISTORY – 2020. - №3. - P. 70-73.
- Lee, Sang-Hwan. Use of Soil Enzymes as Indicators for Contaminated Soil Monitoring and Sustainable Management. / Sang-Hwan Lee, Min-Suk Kim, Jeong-Gyu Kim, Soon-Oh Kim. // Sustainability — 2020. - V. 12. - P. 8209.

Научное издание

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОХИМИИ - 2025:
Материалы конференции молодых ученых
(Иркутск, 15-20 сентября 2025 г.).

Технический редактор *А.И. Шеховцов*

Подписано к печати 12.09.2025 г.
Формат 60×84/8. Объем 15,8 уч.-изд.л., 20,1 усл.п.л.
Тираж 100 экз. Заказ № 1013.

Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН.
664033 г. Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1