Материалы XXXV молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ

ГОРНОПРОМЫШЛЕННИКИ КАРЕЛИИ

ОБЩЕСТВО С ОГРАНИЧЕННОЙ ОТВЕТСТВЕННОСТЬЮ МИКРОКЛИН

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР
«КАРЕЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК»

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ КарНЦ РАН

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ

Материалы XXXV молодежной научной школы-конференции,
посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца
и академика РАН Ф.П. Митрофанова

Петрозаводск, 1–4 октября 2024 г.

Научное электронное издание

Петрозаводск
КарНЦ РАН
2024

© Коллектив авторов, 2024
© ФИЦ «Карельский научный центр РАН», 2024
© Институт геологии КарНЦ РАН, 2024

doi: 10.17076/kratz2024-t
ISBN 978-5-9274-1000-2

УДК 551.71/.72 + 550.3 + 502.1(063)
ББК 26.3 + 26.2 + 20.1
А43

Редакционная коллегия:

к.г.-м.н. *Г.С. Бородулина*, *Ю.С. Дейнес*, к.г.-м.н. *С.В. Егорова*,
к.г.н. *Н.В. Крутских*, к.г.-м.н. *Н.С. Нестерова*, к.г.-м.н. *Н.С. Никифоров*,
З.П. Рыбникова, к.г.-м.н. *Е.Н. Светова*, к.г.н. *Т.С. Шелехова*

Ответственный редактор: *С.В. Егорова*

Печатается по решению Ученого совета Института геологии КарНЦ РАН

Издано в авторской редакции

А43 **Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии** : материалы XXXV молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова, Петрозаводск, 1–4 октября 2024 г. : научное электронное издание / редакционная коллегия: Г.С. Бородулина [и др.]. – Петрозаводск : КарНЦ РАН, 2024. – 1 DVD-ROM. – Систем. требования: PC, MAC с процессором Intel 1,3 ГГц и выше ; Microsoft Windows, MAC OSX ; 256 Мб (RAM) ; видеосистема: разрешение экрана 800x600 и выше, графический ускоритель (опционально) ; мышь ; Adobe Reader ; дисковод DVD-ROM. – Загл. с титул. экрана. – Текст : электронный.

ISBN 978-5-9274-1000-2

Сборник представляет собой материалы XXXV молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова. Он объединяет работы молодых ученых из академических, образовательных и производственных учреждений Апатитов, Воронежа, Казани, Москвы, Петрозаводска, Санкт-Петербурга, Сыктывкара, Томска.

В сборнике отражены результаты исследований в области геологии, петрологии, геохимии, геохронологии, минералогии и геофизики. Обширный раздел посвящен проблемам геоэкологии Северной и Арктической зон.

Публикация рассчитана на широкий круг студентов, аспирантов и специалистов в области геологии, геофизики и геоэкологии.

УДК 551.71/.72 + 550.3 + 502.1(063)
ББК 26.3 + 26.2 + 20.1

Текстовое (символьное) электронное издание

Системные требования: PC, MAC с процессором Intel 1,3 ГГц и выше; Microsoft Windows, MAC OSX; 256 Мб (RAM); от 500 Мб свободного пространства на жестком диске; видеосистема: разрешение экрана 800x600 и выше, графический ускоритель (опционально); мышь; Adobe Reader; дисковод DVD-ROM

© Коллектив авторов, 2024
© ФИЦ «Карельский научный центр РАН», 2024
© Институт геологии КарНЦ РАН, 2024

Для создания электронного издания использованы
ПО Microsoft Word, Adobe Acrobat Pro

Редактор *Л.В. Кабанова*
Оригинал-макет, электронная версия *Н.Н. Сабанцева, М.И. Федорова*
Автор фотографии на обложке *А.В. Лютиков*

Подписано к использованию 28.10.2024. 1 DVD-ROM. 60,9 Мб.
Тираж 75 экз. Заказ № 825

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр Российской академии наук»
185910, г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, д. 11
Телефон (8142) 76-60-40. E-mail: krcras@krc.karelia.ru
URL: http://www.krc.karelia.ru

Изготовлено в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки
Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр Российской академии наук»
185910, г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, д. 11
Телефон (8142) 76-60-40. E-mail: krcras@krc.karelia.ru
URL: http://www.krc.karelia.ru

СОДЕРЖАНИЕ

Алексеева И.Е., Бессонова А.М., Зеленковский П.С., Подлипский И.И. Закономерности распространения тяжелых металлов и металлоидов в почвах некоторых объектов нефтепромысла Республики Крым (мыс Казантип, оз. Тобечикское) 7

Алентьев Ю.Ю. Оценка подземной составляющей в притоках реки Оби в районе поселка Аксарка с помощью метода смешения (по минерализации) 10

Анисимов Р.Л., Балтыбаев Ш.К., Арискин А.А., Петракова М.П. Многофазная интрузия Каламо: минералого-петрографические особенности фаз и особенности исходного расплава 14

Асилевич А.А., Конышев А.А. Дайки гранит-аплитов, ассоциирующие с примитивными гранитоидами, Салминский батолит (Карелия): геохимия, петрография 18

Бакаева А.В., Чаженгина С.Ю., Светов С.А. Древнейшие коры выветривания Фенноскандинавского щита. Палеоклиматические реконструкции 22

Барабаш К.В., Чернова Е.Н., Шах Д.М. Оценка экологического состояния воды озер национального парка «Себежский» по зоопланктону 27

Бессмертный К.Н., Суханова М.А., Силаева О.М., Устинова В.В., Степанова А.В., Галанкина О.Л., Кервинен А.В. Аутигенные акцессорные минералы глинистых сланцев ятулия Сегозерской структуры: морфологические особенности и возраст 31

Васильев С.С., Конышев А.А. Мангерит-подобные инклавы и ассоциирующие с ними породы Салминского АРГК (Южная Карелия), сравнительный геохимический анализ 33

Вихоть А.Н. Оценка глубины промерзания грунта на оползневом склоне в долине реки Воркуты на основе данных о термических условиях зимних сезонов и режиме снегонакопления 36

Гойчук О.Ф., Коноплёва Н.Г., Пахомовский Я.А. Рисчорриты и полевошпатсодержащие фоидолиты месторождения «Олений ручей» Хибинского щелочного массива 40

Голубева М.А., Петров С.В. Исследование свойств отсевов производства щебня с месторождения «Чевжавара» (Южная Карелия) 44

Гончаров Д.А. Полосчатые железистые кварциты Костомукшского зеленокаменного пояса Карельского кратона: геохимия и физико-химические условия образования 47

Губренко И.М., Котова И.К. Ксенолиты плагиоклазовых пород архейского фундамента в ортоамфиболитах купольных структур Северного Приладожья (Балтийский щит) 51

Дерюшев А.К., Баданина Е.В., Шубина Н.Е. Геохимические особенности Li-месторождения в ареале Этыкинского массива (Восточное Забайкалье) и проблемы его генезиса 55

Драздова А.В., Рудько С.В., Шацилло А.В., Латышева И.В., Рудько Д.В., Федюкин И.В. Седиментологическая характеристика венчающих доломитов Патомского нагорья 57

Ерофеева К.Г., Самсонов А.В., Степанова А.В., Ларионова Ю.О., Максимов О.А. Тектонические пластины Лапландско-Кольского орогена: пример островов Порьей губы (о-ва Озерчанка и Паленый) 61

Забавчик Н.И., Михайлова Ю.А., Пахомовский Я.А. Минералы надгруппы шпинели в породах Контозерского комплекса (Кольский полуостров) 64

Зуева И.А., Лукина М.Д., Родионов Г.Н. Землетрясения Карелии за период 2000–2023 гг. 69

Игловский С.А., Яковлев Е.Ю., Баженов А.В. Особенности распределения ^{137}Cs , ^{40}K, ^{226}Ra, ^{232}Th в почвах города Мончегорска (Мурманская область, Кольский полуостров) 71

Ильин А.М., Шмаков А.В., Семочкин Д.Р. Исследования проявлений радона 222 на карьерах Кондопожского и Прионежского районов Республики Карелия 76

Кальбова П.И. О находках атрипид Iowatrypa timanica (Markovsky) (Brachiopoda) и эпибиозе 81

Коваленко Н.А., Корсакова О.П., Вашков А.А., Толстобров Д.С. Строение ледниковой гряды Ондомозерские Кейвы (юг Кольского полуострова) 84

Коростылев А.В. Петрографические особенности метасоматитов медно-порфирового месторождения Михеевское (Урал) 87

Лапиков П.И., Яковлев Е.Ю. Оценка содержания радионуклидов в пробах грунтов берега Онежской губы Белого моря 92

Левашова Е.В., Хамдард Н. Особенности редкоэлементного состава циркона из лейкогранитов комплекса Лагман (Афганистан) 94

Лизунова М.А., Яковлев Е.Ю. Проблемы оценки радоноопасности селитебных районов (на примере Архангельской промышленной агломерации) 97

Лукина М.Д. Оценка перспектив использования космических снимков для выделения отдельных геологических комплексов 101
Лукошкова А.А., Яковлев Е.Ю., Орлов А.С. Стронций-90 в верховом торфе (восточная часть Ненецкого автономного округа) 102
Мохаммад Н., Зорина С.О., Хамада Н. Литостратиграфический анализ триасовых пород доломитовой формации Курачина бассейна Пальмиры 106
Никифоров А.Г. Оценка ресурсов местных строительных материалов при инженерно-геологической съемке четвертичных отложений Карелии 109
Николаева А.М., Балтыбаев Ш.К., Юрченко А.В. Мигматизация пород основного состава в пределах чупинской толщи Беломорья 113
Орлов А.С., Яковлев Е.Ю. О влиянии физико-химических параметров на накопление и распределение радионуклидов в торфяных залежах Северо-Запада России (на примере Иласского болотного массива Архангельской области) 117
Петина В.А., Иванов А.А. Создание системы мониторинга герметичности геомембраны и локализация утечек через геомембрану 120
Позгалова Ю.С., Балтыбаев Ш.К. Геологическая позиция и особенности формирования Тервуской гранитной интрузии в Северном Приладожье 123
Пучков А.В., Яковлев Е.Ю., Дружинина А.С., Дружинин С.В. Оценка содержания Cs-137 в донных отложениях арктических рек Северо-Запада России (на примере Ненецкого автономного округа) 126
Резниченко Р.А., Гоев А.Г. Новая наблюдательная сеть широкополосных сейсмологических станций в центральной части Восточно-Европейской платформы 131
Рубан А.С., Максимов Ф.Е. Возраст аутигенных карбонатов моря Лаптевых по данным ^{230}Th/U датирования 134
Рубан А.С., Николаева А.Н., Молукпаева Д.К., Рудмин М.А. Вторичная минерализация в битумсодержащих вулканических породах Северо-Минусинской котловины (Республика Хакасия) 136
Рудмин М.А. Глауконит-аммонийные нанокомпозиты: новый подход к созданию удобрений будущего на основе природных минералов 138
Рудмин М.А. Цинковая минерализация в ооидовых железняках Бакчарского месторождения (Западная Сибирь): ключевые процессы и геохимические индикаторы 142
Русак А.А., Щекина Т.И. Сравнение состава солевого расплава и KNa-алюмофторидов в силикатно-солевой гранитной системе при 500 °C и 1 кбар 146
Сальная Н.В., Иосифиди А.Г. Анализ палеомагнитных данных по магматическим и осадочным породам девонского возраста 150
Сергиенко Д.Д., Корсакова О.П., Вашков А.А., Толстобров Д.С. Вещественный состав и условия образования четвертичных отложений в районе поселка Лупче-Савино (запад Кандалакшского берега, Кольский регион) 152
Сердюкова Е.А., Данилов А.С. Загрязнение акваторий Арктической зоны России пластиком: постановка проблемы и метод дистанционного мониторинга полимерных отходов 156
Силаева О.М., Ерофеева К.Г., Самсонов А.В., Степанова А.В., Бессмертный К.Н. Условия осадконакопления и источники сноса терригенных пород ятулия (2.3–2.1 млрд лет) Сегозерской структуры (Центральная Карелия) 159
Солдатова Е.А., Алисиевич В.Д., Сидкина Е.С. Химический состав и качество воды природных водных объектов Питкярантского района (Республика Карелия) 162
Соловьева А.Н., Зозуля Д.Р., Морозова Л.Н., Сафонов А.В. Апатит как индикатор минеральных типов и продуктивности редкометалльных пегматитов (на примере Li и Be месторождений Кольского региона) 167
Соловьева А.Н., Зозуля Д.Р., Борисенко Е.С. Халькофильная (Ag, Sb, Hg, Cu, Pb) минерализация в эпитермальных гематитовых жилах Терского берега, Кольский регион 170
Стешенко Е.Н., Баянова Т.Б., Чащин В.В. Гранат-плагиоклазовые кристаллосланцы Колвицкого габбро-анортозитового массива: новые U-Pb данные 173
Суханова М.А., Ерофеева К.Г., Адамская Е.В., Степанова А.В., Сальникова Е.Б. Возраст протолита глиноземистых гнейсов Чупинского пояса Беломорской провинции: результаты U-Th-Pb исследований циркона 175

Талыбова М.М., Староселец Д.А. Применение алгоритмов машинного обучения для литологической интерпретации разреза скважин по данным ГИС 177
Терентьев А.А. Минералогические особенности мелкодисперсных катализаторов, инициирующих процессы окисления шунгита 180
Товпенец Т.Ю. Кристаллообразование при термическом окислении шунгита Нигозерского месторождения 183
Уварова А.В., Слюта Е.Н. Разработка лунных грунтов-аналогов для экспериментальных исследований 188
Усольцева А.Е., Балтыбаев Ш.К., Алексеев И.А. Петрографические особенности и условия образования пород участка рудопроявления «Северный» Кичанской структуры Тикшеозерского зеленокаменного пояса 191
Устинова В.В., Степанова А.В., Ерофеева К.Г. Магнезиальные толеиты в заонежском магматическом комплексе людиковия в Онежской структуре: состав, корреляции и условия формирования 195
Фатеева А.А., Ерофеева К.Г., Степанова А.В. Морфология и внутреннее строение циркона в терригенных породах ятулия Сегозерской структуры 198
Хамдард Н., Скублов С.Г. Первые данные о возрасте сподуменовых пегматитов месторождения Пашки, провинция Нуристан (Афганистан) 202
Хачатрян М.Г. Особенности минерального и химического состава метаморфизованных конгломератов Вороньих тундр 205
Хлыстун С.И., Баданина Е.В., Саватенков В.М., Дерюшев А.К. Изотопная Pb систематика редкометалльных гранитов и вмещающих их пород Этыкинского месторождения 208
Цветков М.О., Спирин О.В. Исследование анизотропии диэлектрической проницаемости горных пород в диапазоне частот 25 Гц – 1 МГц 211
Чеботарева В.А., Дубкова К.А., Шишлов С.Б., Кузнецов А.Б. Геохимические особенности глинисто-карбонатных пород пограничного сеноман-туронского уровня Юго-Западного Крыма 214
Чулкова Е.Б., Зеленковский П.С., Хохряков В.Р. Сноугеохимическая съемка как метод контроля загрязнения атмосферного воздуха 217
Шамсутдинов М.Д., Петров С.В. Калиевые полевые шпаты золоторудного месторождения Рябиновое как потенциальный попутный компонент руд 221
Шаповалов А.В., Гоев А.Г. Локальная тектоника Воронежского кристаллического массива методом функций приемника 226
Шарпарь Н.Д., Рожкова Н.Н. Оценка воспроизводимости способа получения наночастиц кварца из шунгитовых пород 229
Ширяева П.В., Самсонов А.В., Ерофеева К.Г., Степанова А.В., Максимов О.А., Жиличева О.Е. Оценка условий формирования гранитов в гранулитовых комплексах Лапландско-Кольского орогена: результаты изучения голубого кварца и циркона в гранитах о. Озерчанка Порьей губы 232
Юричев А.Н. Акцессорное самородное серебро из высокоглиноземистых хромититов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал, Россия) 235
Юсупова А.Р., Нургалиева Н.Г. Особенности вещественного состава донных отложений озера Кандрыкуль (Республика Башкортостан). 239
Яковлев Е.Ю., Дружинина А.С., Дружинин С.В., Иванченко Н.Л. Тяжелые металлы в подземных водах Предволжья и потенциальные риски для здоровья населения 242

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ И МЕТАЛЛОИДОВ В ПОЧВАХ НЕКОТОРЫХ ОБЪЕКТОВ НЕФТЕПРОМЫСЛА РЕСПУБЛИКИ КРЫМ (МЫС КАЗАНТИП, ОЗ. ТОБЕЧИКСКОЕ)

Алексеева И.Е.[1], Бессонова А.М.[1], Зеленковский П.С.[1], Подлипский И.И.[1, 2]

[1] *Санкт-Петербургский государственный университет, i.alekseeva192020@gmail.com*
[2] *Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена*

Введение. Южный нефтегазовый регион России, включающий в себя Крым и шельф Черного и Азовского морей, является одним из нефтегазодобывающих регионов на территории Российской Федерации.

Основная часть углеводородов Южного региона сосредоточена на шельфе, однако значительные запасы нефти и газа обнаружены и на суше.

Керченский полуостров, расположенный в восточной части Крыма, также обладает обширной базой природных углеводородов.

Добыча нефти на полуострове началась еще в XIX веке, когда на территории Чонгелекского месторождения в 1866 г. была пробурена первая нефтяная скважина (в том числе первая в Крыму). Эксплуатация месторождения продолжалась вплоть до 1960-х гг. В настоящее время на территории Чонгелекского месторождения законсервирована 61 скважина, из 19 происходит самопроизвольное изливание нефти на поверхность Земли, в результате чего образуются небольшие по размеру нефтяные озера. Изливание нефти на поверхность Земли носит отчасти природный характер, вследствие особенностей геологического строения данной территории.

Кроме того, одним из крупных месторождений нефти на Керченском полуострове является Мысовое (Казантипское) месторождение, расположенное в котловине мыса Казантип. Характерной особенностью месторождения является наличие прилегающего к нему Казантипского государственного заповедника, обрамляющего территорию котловины. Такое взаимное расположение объектов нефтепромысла и особо охраняемых природных территорий предполагает возможное наличие антропогенного воздействия на заповедник, в пределах которого природная среда должна сохраняться в естественном состоянии, а любая хозяйственная деятельность человека строго запрещается.

Объекты исследования – котловина м. Казантип, где на настоящий момент производится добыча нефти, и район бывшего Чонгелекского месторождения нефти, прилегающий к оз. Тобечикское. К котловине м. Казантип приурочен Казантипский заповедник, который может быть подвержен воздействию со стороны нефтедобывающего комплекса. Район оз. Тобечикское подвержен воздействию как вследствие ранее проводимой добычи, так и по естественным причинам, обусловленным особенностями геологического строения территории.

Цель работы – установить закономерности распространения тяжелых металлов и металлоидов в почвах некоторых объектов нефтепромысла Республики Крым (м. Казантип, район оз. Тобечикское).

Методы исследования. Пробы почвы отбирались методом конверта согласно ГОСТ 17.4.4.02-2017. Пробоотбор на м. Казантип осуществлялся через каждые 200 м. В работе также учитываются 12 проб почвы, отобранных на территории заповедника в 2019 г. На территории Чонгелекского месторождения было проложено три профиля. Пробы отбирались через 15 м.

Анализ проб на содержание Cd, Ni, Cu, Pb, Zn, As, Cr, Mn, Co, Hg осуществлялся с помощью оптического эмиссионного спектрометра ICPE-9000. Пробы, отобранные в 2019 г. на территории Казантипского заповедника, анализировались на содержание Cu, Cr, Zn, Pb, Ni рентгенофлуоресцентным методом с помощью рентгеновского анализатора АР-104.

В целях оценки загрязнения территории исследуемыми тяжелыми металлами и металлоидами проводился расчет суммарного показателя загрязнения Z_c (Сает и др., 1990):

$$Z_c = \sum K_{C_i} - (n - 1).$$

Расчет фоновых концентраций исследуемых элементов осуществлялся по медиане, что позволяет учесть геохимические особенности территории исследования.

Результаты исследования. По результатам лабораторных исследований были построены соответствующие карты-схемы значений суммарного показателя загрязнения почв для территории м. Казантип (рис. 1) и района оз. Тобечикское (рис. 2).

Рис. 1. Карта-схема суммарного показателя загрязнения почв котловины м. Казантип

Рис. 2. Карта-схема суммарного показателя загрязнения почв в районе оз. Тобечикское

По суммарному показателю загрязнения почв тяжелыми металлами и металлоидами территория котловины м. Казантип характеризуется низким уровнем загрязнения, однако наблюдается локальное загрязнение. Обнаружены две точки наблюдения, где значение показателя Zc характеризует уровень загрязнения как умеренно опасный (от 16 до 32) и опасный (>32). Данные точки наблюдения приурочены к центральной дороге и промышленным объектам. Наибольший вклад в загрязнение вносят As, Pb, Cu.

Результаты анализа полученных значений суммарного показателя загрязнения почв территории района оз. Тобечикское говорят о низком (допустимом) уровне загрязнении почв данного объекта исследования.

Выводы. Таким образом, выявленные закономерности распространения изучаемых поллютантов в почвах объектов настоящего исследования позволяют сделать вывод о наличии воздействия нефтедобывающего комплекса на территорию котловины м. Казантип. Основной вклад в загрязнение почв котловины связан не столько с непосредственной добычей нефти, сколько с другими видами антропогенной деятельности, сопровождающими ее (транспортировка, сжигание и др.), так как точки с наиболее высокими значениями исследуемых показателей приурочены в основном к промышленным объектам и автомобильной дороге. Подобный уровень загрязнения характерен для промышленных районов.

На территории исследования в районе оз. Тобечикское же загрязнение почв носит лишь узко локальный характер и приурочено непосредственно к месту излива нефти на поверхность земли.

Список литературы

ГОСТ 17.4.4.02-2017 Межгосударственный стандарт. Охрана природы. Почвы. Методы отбора и подготовки проб для химического, бактериологического, гельминтологического анализа – Введ. 2019-01-01. – М.: Изд-во стандартов, 2017. 10 с.

Сает Ю.Е., Ревич Б.А., Янин Е.П. и др. Геохимия окружающей среды. М.: Недра, 1990. 335 с.

ОЦЕНКА ПОДЗЕМНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ В ПРИТОКАХ РЕКИ ОБИ В РАЙОНЕ ПОСЕЛКА АКСАРКА С ПОМОЩЬЮ МЕТОДА СМЕШЕНИЯ (ПО МИНЕРАЛИЗАЦИИ)

Алентьев Ю.Ю.

Институт географии РАН, alentev49@igras.ru

Минерализация и температура являются одними из наиболее легких в определении параметров поверхностных водотоков, оценку которых можно выполнить непосредственно на месте в полевых условиях. Но на основе данных этих параметров (температура, минерализация), используя метод смешения, можно сделать предварительные выводы об основных источниках питания поверхностных водотоков и водоемов, а также выявить участки с наиболее интенсивной разгрузкой подземных вод и участки, подверженные антропогенному загрязнению (Алентьев, 2023).

Село Аксарка расположено на территории Ямало-Ненецкого автономного округа и является административным центром Приуральского района. Село расположено на берегу реки Оби. Помимо Оби в районе населенного пункта Аксарка расположено четыре водотока, являющихся ее притоками – Первый Лог, Безымянный Лог, Сенной Лог, река Пембой – и несколько более мелких водотоков. Размещение данных водотоков показано на рисунке 1.

Рис. 1. Схема расположения исследуемых водотоков

Водосборная площадь ручья Первый Лог составляет порядка 12 км^2, длина – 5 км. Ширина русла водотока колеблется в пределах 2–3 м. Средняя глубина водотока изменяется от 0.2 до 0.4 м. Водосборная площадь ручья Безымянный составляет 2 км^2, длина русла составляет порядка 2.5 км. Водоток сезонный, в зимний период полностью перемерзает. Ручей Сенной Лог имеет водосборную площадь порядка 0.5 км^2. Длина русла составляет порядка 1 км. Река Пембой имеет водосборную площадь около 70 км^2. Длина реки составляет 18 км.

В настоящей работе будут рассмотрены три водотока: ручей Первый Лог, ручей Сенной Лог, река Пембой. В данных водотоках должно преобладать питание за счет атмосферных осадков (в первую очередь снеговое), но в качестве дополнительного источника питания может выступать разгрузка из водоносных горизонтов. На рассматриваемой территории наиболее близкими к земной поверхности (по глубине залегания) можно выделить два водоносных комплекса, приуроченных:

- к нерасчлененным верхним и современным аллювиально-морским, озерно-аллювиальным и аллювиальным отложениям;
- к нерасчлененным альп-сеноманским отложениям.

Залегание отложений показано на схематичном гидрогеологическом разрезе, приведенном на рисунке. 2. Водоносные горизонты рассматриваемых комплексов являются напорными. При этом даже воды, приуроченные к нерасчлененным верхним и современным аллювиально-морским, озерно-аллювиальным и аллювиальным отложениям, имеют достаточно высокую минерализацию (по классификации ГОСТ Р 54316-2020 относятся к пресным либо маломинерализованным). Их средняя минерализация составляет 0.67 г/л. Воды водоносных горизонтов, приуроченных к нерасчлененным альп-сеноманским отложениям, имеют более высокую минерализацию по сравнению с водами горизонтов, приуроченных к четвертичным отложениям, и относятся к группе маломинерализованных либо слабоминерализованных (ГОСТ Р 54316-2020, 2020) со средней минерализацией в пределах от 1.80 до 2.00 г/л.

Исходя из анализа гидрогеологических условий, в качестве основных источников подземного питания рассматриваемых поверхностных водотоков можно выделить горизонты, приуроченные к нерасчлененным верхним и современным аллювиально-морским, озерно-аллювиальным и аллювиальным отложениям. Питание за счет водоносных горизонтов, приуроченных к нерасчлененным альп-сеноманским отложениям, либо невозможно, либо незначительно. Несмотря на то что эти горизонты являются напорными, они отделены от поверхности достаточно мощной водоупорной толщей (Kal-QIII-II) (рис. 2).

Рис. 2. Схематичный гидрогеологический разрез:

1 – нерасчлененные верхние и современные аллювиально-морские, озерно-аллювиальные, аллювиальные отложения; 2 – нерасчлененные четвертично-меловые отложения; 3 – меловые альп-сеноманские отложения; 4 – алевриты, глины; 5 – суглинки; 6 – пески, супесь

На основе гидрохимических особенностей водоносных горизонтов, приуроченных к нерасчлененным верхним и современным аллювиально-морским, озерно-аллювиальным и аллювиальным отложениям, по формуле 1, приведенной в работе (Марков, 2022), выполнен расчет:

$$q\ под = Qp\frac{Mt - Moc}{Mmax - Moc} \quad (1)$$

где Qp – расход речного стока на расчетный момент времени t, $м^3/с$; q под – подземная составляющая речного стока на расчетный момент времени t, $м^3/с$; Mt – минерализация речного стока на расчетный момент времени t, мг/л; Мос – осредненное значение минерализации твердых и жидких осадков, мг/л; Ммах – максимальная минерализация речного стока.

Выполнена оценка роли водоносных горизонтов, приуроченных к нерасчлененным верхним и современным аллювиально-морским, озерно-аллювиальным и аллювиальным отложениям, в питании поверхностных водотоков, расположенных в окрестностях населенного пункта Аксарка, в меженный период.

Автор работы в связи с небольшим количеством наблюдений за химическим составом рассматриваемых поверхностных водотоков в качестве Ммах в формуле 1 принимает среднюю минерализацию водоносного комплекса, приуроченного к нерасчлененным верхним и современным аллювиально-морским, озерно-аллювиальным и аллювиальным отложениям (потенциального источника питания поверхностных водотоков). Данные по минерализации водоносных горизонтов этого комплекса получены на основе анализа результатов лабораторных исследований проб воды (за разные временные периоды), отобранных при проведении гидрогеохимического опробования скважин, а также в результате прямых замеров полевым кондуктометром в самоизливающихся скважинах. Ммах принимается равной 660 мг/л. Осредненное значение минерализации твердых и жидких осадков (Мос) было получено на основе анализа литературных источников (Лычагин, 1981; Фотиев, 1999), а также единичных замеров минерализации жидких осадков, выполненных с помощью полевого кондуктометра в районе населенного пункта Аксарка. Осредненное значение минерализации твердых и жидких осадков (Мос), используемое в дальнейших расчетах, принимается равным 30 мг/л. Данные, необходимые для расчета величины подземной составляющей речного стока для рассматриваемых объектов, получены в результате проведения полевых работ и приводятся в таблице 1, а результаты расчетов – в таблице 2.

Таблица 1. Данные по минерализации и расходам поверхностных водотоков в меженный период

Водоток	Расход водотока (Qp), $м^3/с$	Минерализация водотока, мг/л
руч. Первый Лог	0.181	470
руч. Сенной Лог	0.017	74
река Пембой	0.989	410

Таблица 2. Результаты расчетов

Водоток	Подземная составляющая стока (q под) , $м^3/с$ (в меженный период)	% подземного питания, от общего расхода (в меженный период)
руч. Первый Лог	0.125	69.5
руч. Сенной Лог	0.001	7
река Пембой	0.596	60

На основе полученных расчетов можно сделать вывод, что для небольших водотоков, расположенных в районе исследования, питание за счет подземных вод в меженный период составляет более 50 % от общего расхода и колеблется в пределах 60–70 %. Из данной тенденции выбиваются лишь данные, полученные по ручью Сенной Лог, у которого на подземное питание в меженный период приходится лишь 7 % от общего расхода. Такие результаты могут быть обусловлены тем, что отбор проб и определение минерализации в ручье Первый Лог и реке Пембой проводились в летнею межень, а в ручье Сенной Лог – в зимнюю межень, и, возможно, в пробу воды из ручья попала часть снега и льда, что, в свою очередь, привело к уменьшению фактической минерализации в водотоке (разубоживанию).

Метод смешения на основе минерализации при оценке подземного питания небольших водотоков показал свою эффективность, что дает возможность его более широкого использования

для выделения величины питания небольших водотоков, особенно в районе Сибири и Крайнего Севера, где для мелких водотоков не имеется достаточно длительных рядов наблюдений для корректного расчленения гидрографа, а подземные воды обладают достаточно большими значениями минерализации. Метод смешения на основе минерализации в эти районах позволяет выполнить оценку взаимосвязи подземных и поверхностных вод для решения целого комплекса научных и прикладных гидрологических и гидрогеологических задач.

Исследование выполнено в рамках темы государственного задания Института географии РАН FMWS-2024-0007 (1021051703468-80).

Список литературы

Алентьев Ю.Ю. Особенности температурного режима подземных вод четвертичных отложений на примере московского водно-ледникового водоносного горизонта в Истринском районе Московской области // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии. Материалы XXXIV Молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти член-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова (Санкт-Петербург, 2–6 октября 2023 г.). СПб, 2023. С. 19–21.

ГОСТ Р 54316-2020 Вода минеральные природные питьевые. Общие технические условия. М.: Стандартинформ, 2020. 45 с.

Марков М.Л. Оценка поверхностной и подземной составляющих речного стока по минерализации воды // Гидросфера. Опасные процессы и явления. 2022. Т. 4, № 1. С. 93–104.

Лычагин М.Ю. Минерализация и химический состав атмосферных осадков в Арктическом секторе Евразии // Вестник МГУ, сер. География. 1981. № 5. С. 80–81.

Фотиев С.М. Закономерности формирования ионно-солевого состава природных вод Ямала // Криосфера Земли. 1999. Т. II, № 2. С. 40–66.

МНОГОФАЗНАЯ ИНТРУЗИЯ КААЛАМО: МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФАЗ И ОСОБЕННОСТИ ИСХОДНОГО РАСПЛАВА

Анисимов Р.Л.[1], Балтыбаев Ш.К.[1, 2], Арискин А.А.[3], Петракова М.П.[1]

[1] *Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, romjulleoanis@mail.ru*
[2] *Санкт-Петербургский государственный университет – Институт наук о Земле*
[3] *Геологический факультет Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова*

Массив Кааламо расположен в пределах Раахе-Ладожской шовной зоны на границе Свекофеннского подвижного пояса и Карельского кратона. Он прорывает архейские гранитогнейсы, раннепротерозойские метавулканиты сортавальской серии и метатурбидиты ладожской серии. Породы массива метаморфизованы вместе с окружающим толщами в условиях низкотемпературной амфиболитовой фации (Балтыбаев и др., 2000). U-Pb возраст кварцевых диоритов второй фазы массива Кааламо составляет 1888 ± 5 млн лет (Богачев и др., 1999).

На основании работ предыдущих исследователей, а также собственных полевых наблюдений предполагается трехфазное строение массива: (1) перидотиты, оливиновые клинопироксениты, плагиопироксениты и габбро, в том числе анортитовые; (2) габбронориты, габбродиориты; (3) диориты, кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты.

Данное исследование ориентировано на характеристику этих фаз и установление возможной общности их источников.

Минералого-петрографическая характеристика фаз. ***Породы 1-й фазы внедрения.*** *Метаперидотиты* (рис., а, б) преимущественно сложены магматическим оливином (Ol) (40–45 %, здесь и далее содержания в об. %) и метаморфической роговой обманкой (Hbl) (~55–60 %). Встречается серпентин (Srp), хлорит (Chl) и магнетит (Mt). Структура породы бластогипидиоморфнозернистая с элементами петельчатой.

Ol состава Fo_{82-84} (здесь и далее составы минералов приведены по данным РСМА) образует гипидиоморфные, округлые кристаллы. По трещинам развивается Srp. Hbl представлена ксеноморфными, реже гипидиоморфными призматическими зернами. В проходящем свете бесцветная или слабобуроватая.

Оливиновые метаклинопироксениты и метавебстериты (рис., в, г) сложены магматическими минералами: Ol (до 25 %), ортопироксеном (Opx) и клинопироксеном (Cpx) или только Cpx (суммарно ~40 %) и метаморфической Hbl (~ 35%). В подчиненном количестве встречаются биотит (Bt) и Mt. Структура породы бластогипидиоморфнозернистая.

Ol представлен ксеноморфными, реже округлыми зернами, интенсивно трещиноватыми, местами замещенными иддингситом. Средний состав – Fo_{65}. Opx образует ксеноморфные зерна, бесцветные или серо-бурые в проходящем свете. Серо-бурый оттенок обусловлен тонкой вкрапленностью рудного минерала. Интересно, что в породе, в которой присутствует Opx, Ol встречается только в виде включений в Opx, что позволяет предположить перитектическую реакцию: Ol + расплав → Opx. Opx по составу отвечает энстатиту, mg# = 0.79–0.64 (среднее 0.70). Cpx (mg# = 0.92–0.77 (среднее 0.84)) представлен гипидиоморфными или ксеноморфными кристаллами: границы зерен повсеместно неровные из-за реакционных взаимоотношений с Hbl. Окраска бесцветная или бурая за счет тонкой вкрапленности рудного минерала. Иногда такая вкрапленность подчеркивает тонкую осцилляционную зональность. Hbl образует ксеноморфные зерна, выполняющие пространство между кристаллами Ol и Cpx. Окраска зеленовато-бурая, центральные части часто окрашены интенсивнее краевых.

Метагаббро сложено крупными кристаллами Hbl (до 1–2 см) (20–40 %), между которыми располагаются более мелкие зерна Hbl, плагиоклаза (Pl) и Cpx, Hbl и Pl или только Hbl. Предположительно данные породы являются полностью перекристаллизованными, и только Cpx в них имеет магматическое происхождение. Структура породы порфиробластовая.

Фотографии шлифов основных типов пород 1-й (а–е)
и 2-й (ж, з) фаз внедрения массива Кааламо:

а, б – метаперидотит; в, г – оливиновый метаклинопироксенит; д, е – анортитовое метагаббро; ж, з – метагаббродиорит. Изображения сделаны при параллельных (а, в, д, ж) и скрещенных (б, г, е, з) николях

Hbl образует идиоморфные вкрапленники и более мелкие идиоморфные или гипидиоморфные кристаллы в основной ткани. Плеохроизм от буровато-зеленого до зеленого, достаточно слабый. По окраске Hbl вкрапленников и основной ткани не различается. Cpx основной ткани представлен идиоморфными или гипидиоморфными зернами изометричной или слабо удлиненной формы. В проходящем свете бесцветен. Pl основной ткани образует ксеноморфные или гипидиоморфные кристаллы, выполняет пространство между зернами Cpx и/или Hbl.

Анортитовое метагаббро (рис., д, е) сложено Pl (45–55 %), Hbl (40–50 %), ильменитом (до 5 %), отмечаются незначительные количества Bt, Chl, клиноцоизита, апатита. Pl, скорее всего, имеют магматическое происхождение, а Hbl – метаморфическое. Структура породы бластогабброфитовая, текстура директивная, обусловленная ориентировкой кристаллов Pl, иногда Hbl. Pl образует ксеноморфные или гипидиоморфные зональные кристаллы: ядра An_{90-85},

каймы – An_{65-45}. Границы между ядрами и каймами резкие. Hbl образует крупные, изометричные зерна с неровными границами. Цвет серо-зеленый, желто-бурый, в некоторых зернах центральная часть имеет более светлую окраску, чем края. Bt образует мелкие, идиоморфные пластинчатые кристаллы. Развивается по зернам Hbl.

Породы 2-й фазы внедрения. *Метагаббродиориты* (рис., ж, з) сложены Pl (50–70 %), Opx (до 20 %), Cpx (0–5 %), бурой, возможно, магматической Hbl (до 30 %), Bt (до 10 %), Mt (до 3 %). Метаморфические минералы – зеленая Hbl, актинолит, куммингтонит. Структура породы бластогабброфитовая с элементами пойкилитовой.

Opx формирует удлиненные, реже изометричные зерна. Могут наблюдаться ламели распада, сложенные Cpx. Opx представлен гиперстеном mg# = 0.49–0.54 (среднее 0.52). Cpx (mg# = 0.74–0.63, среднее 0.68) по морфологии схож с Opx. Могут наблюдаться ламели распада, сложенные Opx. Магматическая Hbl образует резко ксеноморфные, «кляксообразные» выделения, включающие в себя кристаллы Opx, Cpx, Pl. Плеохроирует от зелено-бурого до бурого. Bt приурочен к зернам бурой Hbl и выглядит как кристаллизующийся одновременно с ней. Плеохроирует от светло-коричневого до почти черного. Pl образует гипидиоморфные удлиненные зерна. Большинство зерен незональные, имеют состав An_{60-50}. Изредка встречаются зональные кристаллы, в которых ядра представлены плагиоклазом состава An_{80-70}, а каймы – An_{60-50}. Для кайм характерна грубая осцилляционная зональность. Метаморфические амфиболы (зеленая Hbl, актинолит, куммингтонит) и Chl могут замещать пироксены вплоть до образования полных псевдоморфоз.

Породы 3-й фазы внедрения. *Метатоналиты.* Структура пород бластогипидиоморфнозернистая. Породы сложены Pl (55–60 %), кварцем (15–30 %), Bt (10–15 %), Hbl (3–15 %). Второстепенные и акцессорные минералы представлены калиевым полевым шпатом, цирконом, апатитом, эпидотом.

Pl образуют гипидиоморфные, нередко удлиненные кристаллы. Границы зерен неровные, по краям наблюдается грануляция – образование более мелких изометричных зерен. Магматическая генерация Pl представлена андезином (An = 50–40). Кристаллы незональные или с осцилляционной зональностью, более тонкой и ясной, по сравнению с Pl из пород 1-й фазы внедрения. По Pl могут наблюдаться вторичные изменения (эпидот, клиноцоизит, более кислый Pl (An 30–5)). Кварц образует ксеноморфные зерна с неровными, извилистыми границами, по краям также наблюдается грануляция. Hbl образует гипидиоморфные или ксеноморфные короткопризматические кристаллы синевато-зеленого цвета. Bt представлен гипидиоморфными, реже идиоморфными кристаллами светло-коричневого, бурого цвета.

Из приведенных данных следует, что от 1-й фазы ко 2-й фазе возрастает железистость магматических фемических минералов (Opx, Cpx), кроме того, в Cpx несколько уменьшается содержание Ca. От 1-й фазы к 3-й фазе уменьшается основность магматического Pl.

Исходный расплав пород массива Кааламо. Оценка состава исходных и остаточных расплавов и температуры проведена на основе программы COMAGMAT v.3.75 (Ariskin, Barmina, 2004), с использованием подходов, известных как метод геохимической термометрии (Френкель и др., 1987).

Для моделирования были рассчитаны средние составы для примитивных и дифференцированных составов пород 1-й и 2-й фаз внедрения. Составы пород 3-й фазы не использовались, так как COMAGMAT не предназначен для работы с кварцсодержащими породами. Были выбраны начальные параметры: содержание воды в расплаве 0.2 вес. %, давление 4 кбар, кислородный буфер QFM+1.

Анализ диаграмм «петрогенный оксид – температура» позволил получить составы остаточных расплавов для пород 1-й и 2-й фаз и температуры формирования этих пород (~ 1190 ºC и 1140 ºC, соответственно). Состав остаточного расплава 1-й фазы: SiO_2 – 47.75 вес. %, Al_2O_3 – 15.07 вес. %, FeO – 12.47 вес. %, MgO – 7.98 вес. %, CaO – 12.09 вес. %, Na_2O – 1.81 вес. %, K_2O –

1.29 вес. %. Состав остаточного расплава 2-й фазы: SiO_2 – 53.74 вес. %, Al_2O_3 – 15.57 вес. %, FeO – 12.42 вес. %, MgO – 4.63 вес. %, CaO – 7.65 вес. %, Na_2O – 2.70 вес. %, K_2O – 1.55 вес. %.

Для оценки состава исходного расплава был сопоставлен расчетный состав оливина на траектории кристаллизации среднего состава примитивных пород 1-й фазы внедрения, с составом наиболее магнезиального оливина, наблюдаемого в этих породах (~Fo_{84}). Совпадение наблюдаемого и расчетного составов оливина отвечает температуре ~ 1223 °C. Состав полученного исходного расплава: SiO_2 – 48.06 вес. %, Al_2O_3 – 12.58 вес. %, FeO – 12.62 вес. %, MgO – 9.49 вес. %, CaO – 13.69 вес. %, Na_2O – 1.62 вес. %, K_2O – 0.84 вес. %.

Для проверки принадлежности образования пород двух фаз из единого источника была рассчитана фракционная и равновесная кристаллизации исходного расплава и построены траектории кристаллизации в координатах «петрогенный оксид – температура». При любом типе кристаллизации составы остаточных расплавов 1-й и 2-й фаз в целом хорошо укладываются на траектории кристаллизации исходного расплава. Это позволяет предположить, что породы первых двух фаз массива сформировались из единого источника.

Выводы

1. Магматическая ассоциация примитивных пород 1-й фазы: Ol + Cpx ± Opx. Opx образовался за счет перитектической реакции Ol с расплавом. В более дифференцированных породах исчезает Ol, появляется Pl. В породах 2-й фазы магматическая ассоциация представлена Cpx + Opx + Pl + Mt (+ Hbl?). В породах 3-й фазы магматические минералы представлены Pl и Qz, магматических фемических минералов не сохранилось. От 1-й фазы ко 2-й фазе возрастает железистость Opx и Cpx, от 1-й фазы ко 3-й фазе уменьшается основность магматического Pl.

2. Породы 1-й и 2-й фаз массива имеют единый исходный расплав. 3-я фаза могла как образоваться из источника, общего с породами первых двух фаз, так и иметь независимое происхождение. Для решения этого вопроса требуются дальнейшие исследования.

Список литературы

Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Геология и петрология свекофеннид Приладожья / Под ред. Глебовицкого В.А. СПб: СПбГУ, 2000. 200 с.

Богачев В.А., Иваников В.В., Козырева И.В. и др. U-Pb цирконовое датирование синорогенных габбро-диоритовых и гранитоидных интрузий Северного Приладожья // Вестник СПбГУ. 1999. Сер. 7. Вып. 3. С. 23–33.

Френкель М.Я., Арискин А.А., Бармина Г.С. и др. Геохимическая термометрия магматических пород – принципы метода и примеры применения // Геохимия. 1987. № 11. С. 1546–1562.

Ariskin A.A., Barmina G.S. COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrological applications // Geochemistry International. 2004. Vol. 42. P. 1–157.

Ariskin A.A., Barmina G.S., Koptev-Dvornikov E.V. et al. Intrusive COMAGMAT: from simple magma differentiation models to complex algorithms simulating the structure of layered intrusions // Kolotov V.P., Bezaeva N.S. (eds.) Advances in Geochemistry, Analytical Chemistry, and Planetary Sciences. Springer, Cham. 2023. P. 101–119. https://doi.org/10.1007/978-3-031-09883-3_3.

ДАЙКИ ГРАНИТ-АПЛИТОВ, АССОЦИИРУЮЩИЕ С ПРИМИТИВНЫМИ ГРАНИТОИДАМИ, САЛМИНСКИЙ БАТОЛИТ (КАРЕЛИЯ): ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ

Асилевич А.А.[1, 2], Конышев А.А.[1]

[1] *Институт геологии Карельского научного центра РАН, moon_andreeva@mail.ru*
[2] *Петрозаводский государственный университет*

Введение. Анортозит-рапакивигранитные комплексы (далее АРГК) пород являются «визитной карточкой» докембрийского магматизма. Магматизм АРГК испытал широкое развитие в интервале 2–1 млрд лет назад (Ларин, 2011). Кислые породы, ассоциирующие с АРГК, относятся к гранитам А-типа и образуются в условиях высоких температур и давлений.

Изучаемый в данной работе Салминский батолит является типичным представителем АРГК. Его породы сформировались на границе палеопротерозоя и мезопротерозоя (Neymark et al., 1994; Amelin et al., 1997). Салминский батолит находится на стыке Свекокарельской складчатой области и Карельского кратона, его внедрение происходило по мощной надвиговой зоне между этими двумя крупными тектоническими структурами. Батолит включает в себя два основных элемента: Салминский массив, расположенный внутри складчатой области, и Улялегский массив, который представляет собой его сателлит и находится в породах кратона.

Исследование Салминского батолита имеет большое значение для понимания геодинамических процессов и расшифровки истории развития региона.

Цель работы. Определение геохимических особенностей заключительных этапов становления массивов примитивных гранитоидов, связанных с анортозит-рапакивигранитными комплексами пород.

Методы исследования. Исследование рассматриваемых пород проводилось при помощи методов оптической микроскопии. Компонентный состав минералов исследован методом СЭМ на Tescan Vega II lsh и энергодисперсионном спектрометре INCA energy-350, аналитик Терновой А.Н. Содержания основных элементов в породах определялись методом рентгенофлуоресцентного анализа (XRF) с использованием ARL ADVANT'X-2331 (Thermo Fisher Scientific, Швейцария). Концентрации микроэлементов и редкоземельных элементов определялись методом ICP-MS с использованием квадрупольного масс-спектрометра Agilent 7900 (Agilent Technologies, Сингапур) по методике (Svetov et al., 2023). Все аналитические исследования проводились в Центре коллективного пользования Института геологии КарНЦ РАН (Петрозаводск). Расчет состава пород на породообразующие минералы производился методом CIPW.

Обект исследования. Основным объектом исследования являлись дайки гранит-аплитов (далее ГА), ассоциирующие с примитивными гранитоидами Салминского батолита. Мощность ГА даек варьирует от 3 до 5.5 см.

Результаты исследования и обсуждение. Главными породообразующими минералами гранит-аплитов являются калиевый полевой шпат, кварц, плагиоклаз, второстепенными – биотит и флюорит. Акцессорные минералы – циркониевые силикаты (цирконолитоподобные) и рудные минералы. Исследованные гранит-аплиты на классификационной диаграмме в координатах SiO_2 – (Na_2O + K_2O) попадают в поля аляскитов и щелочных аляскитов, их составы характеризуются близкими значениями SiO_2 (рис. 1, А). Породы сравнения – граниты рапакиви и гранит-порфиры из (Конышев и др., 2020; Konyshev, 2023) – попадают преимущественно в поля щелочных, субщелочных гранитов и лейкогранитов. ГА характеризуются незначительно повышенным значением показателя SiO_2, в сравнении с гранитами рапакиви (далее ГР) и гранит-порфирами (далее ГП). Все рассматриваемые гранитные породы сформировались при схожем пониженном уровне PH_2O и увеличенном PCO_2 согласно (Ebadi, Johaness, 1991) (см. рис. 1, Б).

Рис. 1. Составы ГА и пород сравнения:

А – диаграмма TAS; Б – нормативные Q-Ab-Or составы гранитов, рассчитанные методом CIPW

Гранит-аплиты характеризуются низким содержанием Ti, повышенным Na и пониженными содержаниями Mn и Mg, отмечается компактное распределение K (рис. 2).

Рис. 2. Диаграммы Харкера для ГА и пород сравнения
Условные обозначения идентичны представленным на рис. 1

Сравнительный анализ спектров REE показал, что спектр гранит-аплита АК270820-2 наиболее схож со спектрами ГП и ГР, но обеднен по всем REE (рис. 3). В целом ГА демонстрируют тенденцию к обогащению HREE, по сравнению с остальными рассматриваемыми гранитами ($(Gd/Lu)_N < 1$).

Рис. 3. Спектры REE исследованных гранитов, нормированные к содержаниям в хондритах по (Anders, Grevesse, 1989)

Дайки гранит-аплитов характеризуются большим разбросом нормированных значений по сравнению с ГР и ГП, в целом характеризуются обеднением по Cs, Ba, Sr (рис. 4). Образец АК010622-4 наиболее совпадает со спектрами ГР и ГП, однако в сравнении с ними для данной породы характерны пониженные содержания Cs, Ba, Th, Nb, Sr, повышенные содержания U, Ta, Hf, Zr, Tb, Y. Гранит-аплиты АК270820-2 и АК030922-4 намного отличаются от спектров ГР и ГП, они обогащены Th и обеднены Zr, Hf, REE.

Рис. 4. Спектры распределения микроэлементов исследованных гранитов, нормированные к содержаниям на примитивную мантию по (Hofmann, 1988)

На классификационно-прогнозной диаграмме Zr/Hf – SiO_2 с увеличением степени кристаллизационной дифференциации наблюдается четкое разделение исследуемых гранитов на группы (рис. 5) (Zaraisky et al., 2008). Zr/Hf отношение гранит-аплитов сравнительно ниже, чем в гранитах рапакиви и гранит-порфирах, попадает в поле гранитов, которые могут давать Sn-W-Mo-Be оруденение. При этом K/Rb отношение в ГА не опускается ниже 170, что, вероятно, исключает их происхождение от более эволюционно-развитых лейкогранитов со схожим $(Gd/Lu)_N$ отношением (Конышев и др., 2020).

Рис. 5. Классификационно-прогнозная диаграмма Zr/Hf – SiO_2 по (Zaraisky et al., 2008)

Выводы. Рассматриваемые гранит-аплиты относятся к примитивным гранитоидам. Однако породы отличаются пониженными содержаниями Ti, Mg, Mn, Cs, Ba, Sr, а также повышенными

Na, Th, U, Ta, HREE, реже – Y. В некоторых из рассматриваемых пород наблюдается наличие устойчивых циркониевых фаз – цирконолитоподобных, в то время как в гранитах рапакиви и гранит-порфирах это всегда исключительно циркон.

Работа выполнена в рамках госзадания ИГ КарНЦ РАН, тема 216.

Список литературы

Конышев А.А., Чевычелов В.Ю., Шаповалов Ю.Б. Два типа высокодифференцированных топазсодержащих гранитов Салминского батолита, Южная Карелия // Геохимия. 2020. Т. 65, № 1. С. 14–30.

Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб: Наука, 2011. 402 с.

Amelin Y.V., Larin A.M., Tucker R.D. Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic Shield: implications for magmatic evolution // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. 127 (4). P. 353–368.

Anders E., Grevesse N. Abundances of the elements: meteoritic and solar // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1989. Vol. 53. P. 197–214.

Ebadi A., Johannes W. Beginning of melting and composition of first melts in the system Q–Ab–Or–H_2O–CO_2 // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. 106. P. 286–295.

Hofmann A.W. Chemical differentiation of the Earth: The relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. 90. P. 297–314.

Konyshev A. Natural experiment on the extraction and quenching of rapakivi-like magmas: traces of interaction with the mafic melts and their derivatives, Salmi Batholith (Karelia, Russia) // Minerals. 2023. 13. 527.

Neymark L.A., Amelin Yu.V., Larin A.M. Pb-Nd-Sr isotopic and geochemical constraints on the origin of the 1.54–1.56 Ga Salmi rapakivi granite-anorthosite batholith (Karelia, Russia) // Mineral. Petrol. 1994. N 50. P. 173–193.

Svetov S.A., Stepanova A.V., Burdyukh S.V. et al. Precision geochemical (ICP-MS) analysis of Precambrian rocks: the method and accuracy estimation // Transactions of the Karelian Research Centre RAS. 2023. Vol. 2. P. 73–86.

Zaraisky G.P., Aksyuk A.M., Devyatova V.N. et al. Zr/Hf ratio as an indicator of fractionation of rare-metal granites by the example of the Kukulbei complex, Eastern Transbaikalia // Petrology. 2008. 16 (7). P. 710–736.

ДРЕВНЕЙШИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА. ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Бакаева А.В., Чаженгина С.Ю., Светов С.А.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, sashe-ku@yandex.ru

Введение. Изучение гипергенных образований докембрия позволяет характеризовать палеоклимат и палеосреду выветривания посредством различных изотопных и геохимических методов. Подобные исследования осложнены слабой сохранностью докембрийских отложений, обусловленной эрозионными процессами и метаморфическими преобразованиями. Особенно редки продукты выветривания архейских основных и ультраосновных пород. Наиболее сохранившимися и изученными являются хлорит-серицитовые отложения Denny Dalton возраста 2.95 млрд лет, сформированные на базальтово-андезитовом субстрате, Каапвальский кратон, Африка (Heard et al., 2021); серициты и высокожелезистые хлориты Mt. Roe #1, 2, возрастом ~2.76 млрд лет, сформированные на породах базальтового состава, Пилбара, Западная Австралия (Yang et al., 2002).

На территории Фенноскандинавского щита в Кольской провинции описаны сапролиты возрастом 2.5–2.44 млрд лет (Имандра-Варзугский зеленокаменный пояс) (Soomer et al., 2019); в Карельской гранит-зеленокаменной области изучены коры выветривания на гранитоидах и средних метавулканитах Лехтинской и Хизоваарской структур (2.8 млрд лет) (Алфимова, Матреничев, 2006). В Койкарской структуре Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Карельский кратон) установлены и изучены фрагменты кор выветривания коматиит-базальтовой ассоциации возрастом 2.9–2.6 млрд лет (Bakaeva et al., 2024), которые вызывают интерес как, вероятно, одни из наиболее древних объектов континентального выветривания основных-ультраосновных пород на Карельском кратоне.

Зоны гипергенеза на территории Койкарской структуры представлены профилями выветривания малой мощности (20–100 см), один (PS-1) из которых описывался ранее в работах (Светова, Рыбаков, 1987; Bakaeva et al., 2017), а другой (PS-2) был обнаружен в 2023 г.

Методы исследования. Изучение кор выветривания коматиит-базальтовой ассоциации проводилось вдоль восточного берега озера Питкилампи в Койкарской структуре. В ходе полевых работ было выполнено сплошное бороздовое опробование элювиального разреза по направлению субстрат – кора выветривания – перекрывающие отложения. Все лабораторные и аналитические исследования проводились в Центре коллективного пользования Института геологии КарНЦ РАН (Петрозаводск). Петрографические исследования проводились с использованием поляризационного микроскопа «Leica Labolux 12 Pol». Морфология и химический состав минералов были определены на сканирующем электронном микроскопе VEGA II LSH (Tescan, США) с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (Oxford instruments, Великобритания). Определение содержания основных элементов выполнено методом рентгенофлуоресцентного анализа (XRF) с использованием ARL ADVANT'X-2331 (Thermo Fisher Scientific, Швейцария). Состав микроэлементов и редкоземельных элементов определен методом ICP-MS с использованием квадрупольного масс-спектрометра Agilent 7900 (Agilent Technologies, Сингапур) по методике (Svetov et al., 2023). Минеральный состав пород был оценен методом порошковой рентгеновской дифракции (XRD) с использованием дифрактометра ARL X'TRA Thermo Scientific (Thermo Fisher Scientific, Швейцария).

Результаты. Кора выветривания PS-1 залегает между двумя лавовыми потоками коматиитов. Она представляет собой хлорит-кварцевый горизонт мощностью 50 см. В материнских и перекрывающих породах сохраняются редкие реликты текстуры спинифекс, а в минеральном составе преобладают актинолит, тремолит (редко роговая обманка) и хлорит. Однако

в материнских лавах наряду с хлорит-амфиболитовой минеральной ассоциацией также присутствуют кварц, кальцит, альбит и флогопит, которые в коре выветривания обнаружены не были (рис. 1). Акцессорные минералы в разрезе представлены титанитом, апатитом, пиритом и халькопиритом.

Рис. 1. Минеральный состав пород (в %) в зависимости от глубины разреза:
Ab – альбит; Amp – амфибол; Cal – кальцит; Chl – хлорит; Phl – флогопит; Qz – кварц; Tlc – тальк; Ttn – титанит

Второй горизонт выветривания сформирован на туфах коматиитов. Мощность наиболее выветренной толщи (PS-2) достигает 1 м. На основе минералогических вариаций в разрезе были выделены три горизонта: субстрат (коматиитовые туфы), хлорит-амфиболовый горизонт (S), интерпретируемый как сапролит, и хлоритовый горизонт (PS-2), интерпретируемый как кора выветривания (рис. 1). По текстуре и минеральному составу сапролит подразделяется на нижний (S_{low}) и верхний (S_{up}) слои. S_{low} по минеральному составу близок к субстрату, но обладает слоистой текстурой и характеризуется большим количеством талька, находящегося в основной массе и линзах. Слой S_{up} рассланцован и пронизан сериями тонких трещин (параллельных и перпендикулярных сланцеватости и слоистости), заполненных мелкозернистым хлоритом. S_{up} состоит в основном из хлорита и амфибола. Породы субстрата массивные, сложенные микрокристаллами амфиболов (актинолит и роговая обманка) размером до 50 мкм, заключенных в мелко-тонкозернистую хлоритовую массу, а также отдельными, полностью псевдоморфно замещенными амфиболом вкрапленниками пироксена. Акцессорные минералы представлены титанитом, апатитом, цирконом, пиритом, халькопиритом, магнетитом и хромитом. Выветренный горизонт PS-2 интенсивно рассланцован и представлен преимущественно хлоритом с кварцем. В нижней части слоя встречаются реликты амфиболовых зерен и большое количество апатита и титанита. Акцессорные минералы: титанит, пирит, халькопирит, циркон, хроммагнетит и редкие ксеноморфные зерна La- и Ce-рабдофана, размером 1–2 мкм.

Процессы гипергенеза оказали влияние на химический состав пород (рис. 2), что нашло отражение в индексах интенсивности выветривания CIA (Nesbitt, Young, 1982), достигающих значений 83–91 в PS-1 и 92–95 в PS-2, тогда как в материнских породах значения индекса не превышают 46. Значения CIA 80–100 указывают на интенсивное выветривание (Nesbitt, Young, 1982), поэтому коры выветривания PS-1 и PS-2 могут быть интерпретированы как развивающиеся в результате

интенсивного химического выветривания. Индекс изменения мафических пород MIA-R (Babechuk et al., 2014) также демонстрирует тенденцию к росту от значений 10–16 в материнских породах и сапролите до 25–28 в выветренных толщах PS-1 и PS-2, что свидетельствует об умеренном выветривании.

Вариации отношения Ti/Al меняются в узком интервале 0.024–0.028 в разрезах PS-1 и PS-2, что указывает на отсутствие процессов переотложения (Rye, Holland, 1998). Молярное соотношение Al/Si является индикатором глинообразования в породах, поскольку Al накапливается в глинистых минералах по сравнению с исходными силикатными (Sheldon, Tabor, 2009). Горизонт PS-2 имеет более высокое соотношение Al/Si относительно субстрата и сапролита, что свидетельствует об интенсивном глинообразовании в этом слое (подробнее в Bakaeva et al., 2024).

Fe и U являются red-ox чувствительными элементами, которые могут вести себя как подвижные и неподвижные элементы в зависимости от атмосферных условий (Driese, 2004; Sheldon, Tabor, 2009). Молярное отношение Fe^{3+}/Al является постоянным во всем разрезе. Молярное отношение Fe^{2+}/Al уменьшается в PS-2 относительно субстрата и сапролита. Поведение Fe^{2+} указывает на восстановительные условия выветривания, которые обеспечивают выщелачивание Fe^{2+} из PS-2 и его миграцию в область сапролита.

Отношение U/Th меняется от 0.18 до 0.30 с незначительными колебаниями в нижнем слое сапролита (S_{low}) и PS-2. Низкие вариации U/Th указывают на слабое или умеренное выветривание и отсутствие значительного окислительно-восстановительного градиента (Sheldon, Tabor, 2009), а также могут свидетельствовать о непереотложенном характере кор выветривания.

Редкоземельные элементы часто используются в качестве одного из индикаторов выветривания (Laveuf, Cornu, 2009). Материнские породы и сапролит обладают низкими значениями ∑РЗЭ (10–15 ppm), тогда как в горизонтах PS-1 и PS-2 происходит накопление ∑РЗЭ (14 до 44 ppm), что характерно для гипергенных образований.

Ce аномалия широко используется для отслеживания окислительно-восстановительных условий выветривания. Ce^{4+} менее растворим, чем Ce^{3+}, поэтому положительная аномалия Ce указывает на кислородную среду (Laveuf, Cornu, 2009). Коматиитовые лавы и PS-1 не имеют или имеют слабо отрицательную аномалию Ce/Ce* = 0.83–1.00. Коматиитовые туфы и сапролит обладают более высокими значениями Ce/Ce* = 1.14–1.48, которые снижаются в PS-2 (Ce/Ce* = 0.99–1.35), что может свидетельствовать о выветривании в бескислородных или низко кислородных условиях.

Рис. 2. Особенности распределения геохимических индексов выветривания в профилях PS-1 и PS-2. MIA-R (молек. кол.) рассчитан по формуле (Babechuk et al., 2014):

$MIA_{(R)}=100x[Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_{3(T)}+MgO+CaO^*+Na_2O+K_2O)]$. Индекс CIA (молек. кол.) рассчитан по формуле (Nesbitt, Young, 1982): $CIA=Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO^*+Na_2O+K_2O)x100$. CaO* учитывается только для силикатных минералов

Параметры палеосреды (табл.) оценивались для профиля выветривания PS-2 по причине наилучшей сохранности данного разреза. Оценка осуществлялась математическими методами, основанными на геохимических вариациях в профиле выветривания. Подробнее методика приводится в работах, указанных в примечании к табл.

Параметры палеосреды выветривания горизонта PS-2 Койкарской структуры

	pO_2, PAL	**pCO_2, PAL**	**pH**	**MAT, °C**	**MAP, мм/год**
	Парциальное давление кислорода в атмосфере	Парциальное давление углерода в атмосфере	Кислотность среды	Среднегодовая температура	Среднегодовое количество осадков
PS-2	1×10^{-4} PAL	22 PAL	5.9 ± 0.3	10 ± 0.5 °C	1353 ± 182 мм/год

Примечание. pO_2 и pCO_2 рассчитаны по методике (Retallack, 2017) и (Sheldon, 2006), соответственно. Метод расчета pH приводится в работе (Lukens et al., 2018). MAT оценивалась по формуле (Óskarsson et al., 2012), а MAP по формуле (Sheldon, Tabor, 2009).

Выводы. Коры выветривания, изученные в Койкарской структуре Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Карельский кратон), относятся к мезо-неоархейскому возрасту. Анализ их минерального состава и химических вариаций свидетельствует о процессах гипергенеза в условиях бескислородной (низко кислородной) среды с палеоатмосферным уровнем pO_2 около 1×10^{-4} PAL. Кроме того, кора выветривания PS-2 формировалась в условиях кислой среды (pH = 5.9 ± 0.3), что соответствует высокому содержанию pCO_2 в атмосфере (~22 PAL) (Bakaeva et al., 2024) и согласуется с установленными ранее пределами pCO_2 в атмосфере докембрия (до GOE), равными 10–50 PAL (Driese et al., 2011). При этом палеоэкологические реконструкции показывают, что кора выветривания PS-2 формировалась во влажном (MAP = 1353 ± 182 мм/год) и холодном или умеренном (MAT = 10 ± 0.5 °C) климате (Bakaeva et al., 2024).

Работа выполнена в рамках Госзадания ИГ КарНЦ РАН FMEN-2023-0009.

Список литературы

Алфимова Н.А., Матреничев В.А. Континентальное выветривание в раннем докембрии: особенности минеральных преобразований и состав гипергенных растворов // Литология и полезные ископаемые. 2006. Т. 41. С. 518–529.

Светова А.И., Рыбаков С.И. Архейская кора выветривания в осадочно-вулканогенных комплексах Койкарской структуры (Центральная Карелия) // Геология и петрология. Оперативно-информационные материалы. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1987. С. 10–15.

Babechuk M.G., Widdowson M., Kamber B.S. Quantifying chemical weathering intensity and trace element release from two contrasting basalt profiles, Deccan Traps, India // Chemical Geology. 2014. 363. P. 56–75. doi:10.1016/j.chemgeo.2013.10.027.

Bakaeva A.V., Chazhengina S.Y., Svetov S.A. Relict of Mezoarchean paleosol developed on the komatiites from Koikary area, Central Karelia // Bulletins of St. Petersburg University 62. 2017. P. 119–140.

Bakaeva A.V., Chazhengina S.J., Svetov S.A. Neoarchean paleosols in the Eastern Fennoscandian Shield of Central Karelia, Russia, and their paleoatmospheric implication // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2024. 112319, https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2024.112319.

Heard A.W., Aarons S.M., Hofmann A. et al. Anoxic continental surface weathering recorded by the 2.95 Ga Denny Dalton Paleosol (Pongola Supergroup, South Africa) // Geochim. Cosmochim. Acta. 2021. 295. P. 1–23.

Laveuf C., Cornu S. A review on the potentiality of Rare Earth Elements to trace pedogenetic processes // Geoderma. 2009. 154. P. 1–12.

Lukens W.E., Nordt L.C., Stinchcomb G.E. et al. Reconstructing pH of paleosols using geochemical proxie // J. Geol. 2018. 126. P. 427–449.

Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. 299. P. 715–717.

Retallack G.J. The oldest known paleosol profiles on Earth: 3.46 Ga Panorama Formation, Western Australia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2017. 489. P. 230–248.

Rye R., Holland H.D. Paleosols and the evolution of atmospheric oxygen; a critical review // American Journal of Science. 1998. 298 (8). P. 621–672.

Sheldon N.D. Precambrian paleosols and atmospheric CO_2 levels // Precambrian Res. 2006. 147. P. 148–155.

Sheldon N.D., Tabor N.J. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols // Earth-Science Reviews. 2009. 95. P. 1–52.

Soomer S., Somelar P., Mänd K. et al. High CO_2, acidic and oxygen-starved weathering at the Fennoscandian Shield at the Archean-Proterozoic transition // Precambrian Res. 2019. 327. P. 68–80.

Svetov S.A., Stepanova A.V., Burdyukh S.V. et al. Precision geochemical (ICP-MS) analysis of Precambrian rocks: the method and accuracy estimation // Transactions of the Karelian Research Centre RAS. 2023. Vol. 2. P. 73–86.

Yang W., Holland H.D., Rye R. Evidence for low or no oxygen in the late Archean atmosphere from the ~2.76 Ga Mt. Roe #2 paleosol, Western Australia: part 3 // Geochim. Cosmochim. Acta. 2002. 66. P. 3707–3718.

ОЦЕНКА ЭКОЛОГИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ВОДЫ ОЗЕР НАЦИОНАЛЬНОГО ПАРКА «СЕБЕЖСКИЙ» ПО ЗООПЛАНКТОНУ

Барабаш К.В.[1], Чернова Е.Н.[2, 3], Шах Д.М.[1]

[1] *Институт наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета, st106197@student.spbu.ru*
[2] *Биологический факультет Санкт-Петербургского государственного университета*
[3] *ООО «Межрегион-Эксперт»*

Введение. Увеличение масштабов человеческой деятельности неизбежно приводит к загрязнению окружающей среды, включая водоемы. Водные ресурсы играют ключевую роль в обеспечении человека водой для питья и бытовых нужд, что делает крайне важной задачу оценки степени загрязнения воды и определения ее качества. Для этих целей используют физико-химические и биологические методы. К последним относится биоиндикация – оценка состояния объектов окружающей среды по состоянию биоты. Биоиндикация позволяет обнаружить воздействия на водоем, предшествующие времени анализа, последствия разового или прерывистого загрязнения. Использование зоопланктона для определения качества воды методами биоиндикации обусловлено тем, что изменения условий существования организмов отражаются на его видовом составе, количественных показателях, соотношении отдельных таксономических групп, структуре популяций, что позволяет использовать его для оценки трофического статуса водоема. Целью работы является определение качества воды озер национального парка «Себежский» с помощью методов биоиндикации по зоопланктону.

Объект исследования. Национальный парк «Себежский» располагается на юге Псковской области, на водоразделе двух рек: Западная Двина и Великая, что относятся к бассейну Балтийского моря. Территория ООПТ (особо охраняемые природные территории) охватывает обширную часть акватории Псковского Поозерья.

Материалы и методы. Отбор проб зоопланктона производился 8, 9 и 10 августа 2022 г. в национальном парке «Себежский» на озерах Себежское, Ороно, Озерявки, Белое и Вятитерьево. В качестве орудия лова использовалась планктонная сеть Джеди. Сначала через сеть с открытым клапаном пропускали воду, чтобы удалить возможные остатки организмов. После этого клапан закрывали, опускали сеть на нужную глубину и поднимали. Другой метод отбора проб заключался в процеживании воды из водоема через сеть Джеди. Некоторые пробы были получены с помощью пролива 100 литров воды, а часть – методом протяжки от 4 до 8 метров.

Полученную пробу переливали в приготовленную посуду и фиксировали 40 %-м раствором формалина. Формалин приливали в пробу с таким расчетом, чтобы получился его 4 %-й раствор (1 часть формалина на 9 частей воды) (Методические рекомендации по сбору…, 1984). Точки отбора проб показаны на схеме (рис.).

Схема точек отбора проб

Результаты. Для всех трех проб на оз. Белое значение индекса Шеннона варьирует в пределах, характерных для олиготрофных водоемов (2.66–2.76), индекс сапробности позволяет классифицировать воды озера как олигосапробные (1.08–1.43) (табл. 1). При этом индекс Мяэметса также одинаков для трех проб, однако относит озеро к типу мезотрофных (0.59–0.97). Неоднозначные результаты получены и при оценке трофического статуса озера: от олиготрофных (0.73) до эвтрофных (3.03). Полученные значения индексов с учетом преобладания представителей *Cladocera* по биомассе позволяют отнести оз. Белое к мезотрофным.

Таблица 1. Рассчитанные индексы для определения качества воды для оз. Белое

	№ пробы		
	18.2.1	**18.11.1**	**18.11.5**
	8 м	100 л	100 л
N, экз./куб.м	87685	16300	26404
B, мг/куб.м	1347.7	262.8	568.2
Индекс Шеннона H(N)	2.76	2.67	2.66
Интерпретация	олиготрофный	олиготрофный	олиготрофный
Nclad/Ncop	1.35	0.73	3.03
Интерпретация	мезотрофный	олиготрофный	эвтрофный
Фаунистический индекс Мяэметса E	0.85	0.97	0.58
Интерпретация	мезотрофный	мезотрофный	мезотрофный
S индекс сапробности	1.43	1.34	1.08
Интерпретация	олигосапробная	олигосапробная	олигосапробная

Оз. Себежское имеет значения видового разнообразия в пределах от эвтрофного (1.65) до олиготрофного (3.36) (табл. 2). Фаунистический индекс Мяэметса имеет более равномерные показатели и характеризует воды озера как мезотрофные (0.38–1.04), то же можно сказать и про индекс трофического статуса: две из трех проб находятся в пределах мезотрофной зоны (0.69–1.33). Индекс сапробности колеблется от олигосапробного (1.40) до бетамезосапробного (1.53). Также можно отметить преобладание как по численности, так и по биомассе представителей *Cyclopoida* над *Calanoida*, что в совокупности с описанным выше позволяет отнести оз. Себежское к мезотрофному типу.

Таблица 2. Рассчитанные индексы для определения качества воды для оз. Себежское

	№ пробы		
	ПС-1.1	**ПС-2.1**	**ПС-2.2**
	100 л	100 л	6 м
N, экз./куб.м	30999	84610	81598
B, мг/куб.м	723.9	2037.5	1222.3
Индекс Шеннона H(N)	2.37	1.65	3.36
Интерпретация	мезотрофный	эвтрофный	олиготрофный
Nclad/Ncop	1.20	1.33	0.69
Интерпретация	мезотрофный	мезотрофный	олиготрофный
Фаунистический индекс Мяэметса E	1.04	0.38	1.03
Интерпретация	мезотрофный	мезотрофный	мезотрофный
S индекс сапробности	1.53	1.46	1.40
Интерпретация	бетамезосапробная	олигосапробная	олигосапробная

Значения индексов для всех трех проб оз. Ороно довольно противоречивые: разброс значений индексов видового разнообразия (2.68–1.88) и трофического статуса (0.84–3.02) от олиготрофного

до эвтрофного, фаунистического индекса – от мезотрофного (0.42–0.46) до гиперэвтрофного (4.75) (табл. 3). Индекс сапробности колеблется от олигосапробного (1.28) до бетамезосапробного (1.53). Таким образом, трофический статус озера тяготеет к мезотрофному.

Таблица 3. Рассчитанные индексы для определения качества воды для оз. Ороно

	№ пробы		
	N07	**18.7.1**	**N08**
	100 л	7 м	8 м
N, экз./куб.м	42420	67618	25843
B, мг/куб.м	899.9	1263.5	618.7
Индекс Шеннона H(N)	2.54	2.68	1.88
Интерпретация	мезотрофный	олиготрофный	эвтрофный
Nclad/Ncop	3.02	0.84	1.29
Интерпретация	эвтрофный	олиготрофный	мезотрофный
Фаунистический индекс Мяэметса E	0.42	0.46	4.75
Интерпретация	мезотрофный	мезотрофный	гиперэвтрофный
S индекс сапробности	1.28	1.47	1.53
Интерпретация	олигосапробная	олигосапробная	бетамезосапробная

Величины индекса Шеннона (2.59–1.55), а также индекса Мяэметса (0.57–2.38) для оз. Озерявки носят мезотрофно-эвтрофный характер (табл. 4). Индекс сапробности характеризует воды озера как олигосапробные (1.33–1.44). Трофический статус меняется от олиготрофного (0.72) до эвтрофного (1.90), исходя из вышесказанного, а также с учетом преобладания по численности и биомассе представителей *Cyclopoida* над *Calanoida*.

Таблица 4. Рассчитанные индексы для определения качества воды для оз. Озерявки

	№ пробы				
	18.7.6	**18.11.4**	**18.7.3**	**18.7.8**	**18.11.3**
	100 л	100 л	100 л	5 м	4 м
N, экз./куб.м	16270	2200	28140	20514	16593
B, мг/куб.м	317.9	20.6	679.3	279.1	316.6
Индекс Шеннона H(N)	2.51	2.59	2.03	2.20	1.55
Интерпретация	мезотрофный	мезотрофный	эвтрофный	мезотрофный	эвтрофный
Nclad/Ncop	1.12	0.72	0.91	0.75	1.90
Интерпретация	мезотрофный	олиготрофный	олиготрофный	олиготрофный	эвтрофный
Фаунистический индекс Мяэметса E	2.05	0.57	1.07	1.67	2.38
Интерпретация	эвтрофный	мезотрофный	мезотрофный	эвтрофный	эвтрофный
S индекс сапробности	1.34	1.37	1.59	1.33	1.44
Интерпретация	олигосапробная	олигосапробная	бетамезосапробная	олигосапробная	олигосапробная

Результаты индекса Шеннона (2.76–2.34) и трофического статуса (1.09–1.50) для оз. Вятитерьево находятся в диапазоне от олиго- до мезотрофных (табл. 5). Индекс сапробности имеет значения, свойственные олигосапробным водоемам (1.43–1.49). Фаунистический индекс Мяэметса находится в диапазоне мезотрофных озер (0.40–0.83). Характерное для озера преобладание *Calanoida* над *Cyclopoida* как по численности, так и по биомассе позволяет отнести данный водоем к олиготрофным.

Таблица 5. Рассчитанные индексы для определения качества воды для оз. Вятитерьево

	№ пробы	
	18.7.3	**18.11.5**
	100 л	6 м
N, экз./куб.м	54400	174116
B, мг/куб.м	1304.2	2191.3
Индекс Шеннона H(N)	2.76	2.34
Интерпретация	олиготрофный	мезотрофный
Nclad/Ncop	1.09	1.50
Интерпретация	олиготрофный	мезотрофный
Фаунистический индекс Мяэметса E	0.40	0.83
Интерпретация	мезотрофный	мезотрофный
S индекс сапробности	1.49	1.43
Интерпретация	олигосапробная	олигосапробная

Выводы. По результатам разбора проб с озер национального парка «Себежский» были посчитаны количественные данные: индексы видового разнообразия Шеннона, трофического статуса по Андронниковой, Мяэметсу и сапробности, а также численность и биомасса. Из сравнения вычисленных значений индексов видового разнообразия, сапробности и трофического статуса получены выводы о том, что озера Себежское, Белое, Озерявки и Ороно относятся к мезотрофным «умеренно загрязненным» водоемам, а оз. Вятитерьево – к олиготрофным «чистым».

Список литературы

Методические рекомендации по сбору и обработке материалов при гидробиологических исследованиях на пресноводных водоемах: зоопланктон и его продукция / Ред. Г.Г. Винберг, Г.М. Лаврентьева. Л.: ГосНИОРХ, 1984. 33 с.

АУТИГЕННЫЕ АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ГЛИНИСТЫХ СЛАНЦЕВ ЯТУЛИЯ СЕГОЗЕРСКОЙ СТРУКТУРЫ: МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ВОЗРАСТ

Бессмертный К.Н.[1, 2], Суханова М.А.[2, 3], Силаева О.М.[4, 5], Устинова В.В.[1], Степанова А.В.[1], Галанкина О.Л.[3], Кервинен А.В.[1]

[1] *Институт геологии Карельского научного центра РАН, kirillbessmertnyy@gmail.com*
[2] *Санкт-Петербургский государственный университет*
[3] *Институт геологии и геохронологии РАН*
[4] *Геологический институт РАН*
[5] *Московский государственный университет*

Вулканогенно-осадочные комплексы ятулия (2.3–2.1 млрд лет) широко распространены на территории Фенноскандинавского щита и являются важной частью истории его развития (Соколов и др., 1970). Одним из опорных объектов для изучения ятулия Фенноскандинавского щита является Сегозерская структура, расположенная в восточной части Карельского кратона на границе Водлозерского и Центрально-Карельского террейнов (Слабунов и др., 2006). Она представляет собой синклиналь площадью 900 км^2, сложенную различными метаосадочными и метавулканическими породами, которые относятся к нижнему и среднему ятулию (Соколов и др., 1970).

Вулканогенно-осадочные комплексы ятулия в районе оз. Сегозеро включают терригенную толщу серых и красных песчаников и кварцито-песчаников с прослоями алевролитов и аргиллитов, а также их интракластов. Размерность терригенных пород варьирует от пелитовой (<0.005 мм) до мелкогалечной (2–10 мм), с преобладанием крупнозернистых песчаников (0.5–1 мм). Форма кварцевых зерен часто окатанная и полуокатанная, реже хорошо окатанная и угловато-окатанная. Преобладает плохая и средняя сортировка. Повсеместно в разрезах встречаются косослоистые текстуры и знаки ряби волнения, а в аргиллитовых разностях – текстуры трещин усыхания.

Среди метаосадочных пород выделяются две пачки глинистых сланцев, которые различаются по текстурно-структурным особенностям и минеральному и химическому составам. Верхняя и нижняя пачки глинистых сланцев разделяются в разрезе потоком раннеятулийских базальтов. Глинистые сланцы преимущественно сложены иллитом (80 % и более), обломочная часть (менее 10 %) представлена кварцем. Для нижней пачки характерно наличие псевдоморфоз лимонита по пириту.

Рентгенофазовый анализ показал, что тонкозернистые глинистые прослои двух пачек практически не различаются по минеральному составу в пределах синклинали. Минеральный состав этих толщ представлен кварцем, мусковитом, биотитом и хлоритом, в подчиненном количестве присутствуют кальцит, гематит, пирит, ортоклаз, магнетит. Отличительной особенностью глинистых сланцев верхней пачки является высокое содержание гематита.

Химический состав глинистых сланцев нижней пачки значительно отличается от состава глинистых сланцев верхней пачки. Так, верхняя пачка характеризуется более высокими содержаниями Si, Mg и Ca и значительно более низкими концентрациями Al и K. Глинистые сланцы нижней пачки отличаются значительно более высокими содержаниями тяжелых и легких редкоземельных элементов (Nd до 428 г/т, Yb до 19 г/т).

Акцессорные минералы нижней пачки глинистых сланцев представлены цирконом, монацитом, ксенотимом и минералами группы рутила. Циркон представлен обломочными трещиноватыми зернами с отчетливой осцилляторной зональностью и размером от 50 до 250 мкм, морфологически близкими к циркону вмещающих песчаников. Ксенотим формирует ксеноморфные зерна размером до 100 мкм, насыщенные включениями. Монацит представлен редкими кристаллами размерами порядка 30–60 мкм, редко до 100 мкм. Морфологически выделяются две разновидности монацита. Для первой характерны мелкие угловатые зерна размером не более

60 мкм, для второй – ксеноморфные зерна размером 20–40 мкм. Также был обнаружен монацит со сложным строением. Ядро размерами 50 на 30 мкм содержит множество включений. Оболочка однородна. Ядро и оболочка контрастно отличаются между собой. Так, ядро богато Th, Ce, Si, а оболочка – La. Размер зерен составляет 140 мкм в диаметре.

Акцессорные минералы глинистых сланцев верхнего уровня контрастно отличаются от акцессорных минералов нижнего уровня. Монацит представлен зернами неправильной формы, которые значительно меньше по размерам (5–25 мкм), чем в нижней пачке. Ксенотим отсутствует. Обнаружены аутигенный апатит и титанит. Апатит представлен субидиоморфными и ксеноморфными зернами размером от 30 до 120 мкм, титанит – зернами неправильной формы, размер которых варьирует в пределах 20–45 мкм. В некоторых случаях содержание титанита в породе превышает пять процентов.

Минералы группы рутила представлены двумя разновидностями. Анатаз формирует серовато-желтые зерна размером около 100 мкм, рутил – вытянутые зерна бледно-желтого цвета, с выраженной трещиноватостью. Их размер варьирует от 60 до 150 мкм.

Были проведены U-Pb ID TIMS геохронологические исследования однородных зерен монацита и ксенотима из глинистых сланцев нижнего уровня. Единичные зерна монацита и ксенотима подвергались разложению в HCl, химическое выделение свинца и урана проводилось в соответствии со стандартной методикой Т.Е. Кроу (Krogh, 1973), предварительно к пробам добавлялся изотопный индикатор ^{202}Pb + ^{235}U. Измерение изотопного состава Pb и U выполнялось на приборе Triton TI в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН). Возраст монацита в глинистых сланцах в северо-восточной части Сегозерской структуры составляет 1855 ± 14 млн лет (СКВО = 1.14), возраст ксенотима из глинистых сланцев юго-западной части структуры – 1751 ± 5 млн лет (СКВО = 0.033).

Для зерен монацита, имеющих сложное строение (ядро и оболочку), была применена методика химического датирования (CHIME). Измерения были проведены в ИГГД РАН на электронно-зондовом анализаторе JEOL JXA-8230. U-Th-Pb значения возраста ядер, полученные в отдельных точках, в совокупности дают средневзвешенное значение возраста 2472 ± 42 млн лет (СКВО = 1.3), а оболочек – 1753 ± 101 млн лет (СКВО = 0.41).

Таким образом, первые результаты изучения глинистых сланцев нижнего и среднего ятулия в Сегозерской структуре показали, что несмотря на схожий состав породообразующих минералов, акцессорные минералы верхней и нижней пачек существенно отличаются друг от друга. Так, для нижней пачки характерно высокое содержание монацита, ксенотима, а также наличие рутила, анатаза и циркона. Для верхней пачки глинистых сланцев характерно большое количество апатита и титанита, ксенотим не установлен, монацит формирует единичные мелкие зерна. Результаты U-Pb (ID TIMS) и U-Th-Pb (CHIME) геохронологических исследований предполагают, что в формировании глинистых сланцев нижней пачки участвовал источник сноса, содержавший монацит с возрастом около 2.5 млрд лет. Образование однородных зерен монацита (1855 ± 14 млн лет) и ксенотима (1751 ± 5 млн лет) в глинистых сланцах может быть связано с метаморфическими событиями или активным воздействием флюида и маркирует эпизод тектоно-метаморфической переработки ятулийского вулканогенно-осадочного чехла на Карельском кратоне.

При работе использовалось оборудование Аналитического центра Института геологии КарНЦ РАН, ЦКП АИРИЗ ИГГД РАН и РЦ «Рентгенодифракционные методы исследования» СПбГУ. При поддержке проекта и в рамках реализации проекта РНФ № 23-17-00260.

Список литературы

Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. В. 6. С. 1–33.

Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рылеев А.В. и др. Геология, литология и палеогеография ятулия центральной Карелии / Под ред. В.А. Соколова. Петрозаводск, 1970. 366 с.

Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. Vol. 87. P. 485–494.

МАНГЕРИТ-ПОДОБНЫЕ ИНКЛАВЫ И АССОЦИИРУЮЩИЕ С НИМИ ПОРОДЫ САЛМИНСКОГО АРГК (ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ), СРАВНИТЕЛЬНЫЙ ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Васильев С.С.[1, 2], Конышев А.А.[1]

[1] *Институт геологии Карельского научного центра РАН, karel_sergey@mail.ru*
[2] *Петрозаводский государственный университет*

Введение. Анортозит-рапакивигранитные комплексы пород (далее АРГК) являются «визитной карточкой» докембрийского магматизма на нашей планете. Тип магматизма, образующего данные комплексы, имел широкое распространение в интервале 1–2 млрд лет назад и в настоящее время не имеет прямых аналогов.

Мангеритами изначально называлась гиперстеновая или авгит-гиперстеновая разновидность монцонита. В мире существуют различные комплексы пород, с которыми ассоциируют мангериты, например: анортозит-мангерит-чарнокит-гранитный комплекс Найн, Бразилия (Scandolara et al., 2013; Fraga et al., 2009), анортозит-монцонит-чарнокит-гранитный комплекс пород Коростеньского плутона, Украина (Shestopalova et al., 2015), мангерит-чарнокит-рапакивигранитный комплекс пород Серра да Провиденс, Бразилия (Scandolara et al., 2013) и др.

Изучение процессов, приводящих к образованию данных объектов, имеет как фундаментальный, так и практический интерес. Фундаментальный связан с расшифровкой эволюции корового магматизма на планете. Прикладной интерес обусловлен повышенными концентрациями таких элементов, как Fe, Ti, P, Zr, иногда достигающими промышленно значимых значений, в находящихся в ассоциации с мангеритами породах.

Объект исследования. Мангерит-подобные породы отмечаются в составе Салминского батолита в его северо-восточном обрамлении гранитов рапакиви (Жданова, Березин, 2012; Васильев, Конышев, 2023), относящегося к АРГК. Исследуемые породы обнажаются в бортах дорожной выемки трассы Сортавала – Петрозаводск (368–371 км), неподалеку от населенного пункта Колатсельга. Они формируют тела небольшой мощности, до первых метров в поперечнике.

Методы исследования. Содержания основных элементов в породах определялись методом рентгенофлуоресцентного анализа (XRF) с использованием ARL ADVANT'X-2331 (Thermo Fisher Scientific, Швейцария). Концентрации микроэлементов и редкоземельных элементов определялись методом ICP-MS с использованием квадрупольного масс-спектрометра Agilent 7900 (Agilent Technologies, Сингапур) по методике (Svetov et al., 2023). Все аналитические исследования проводились в Центре коллективного пользования Института геологии КарНЦ РАН (Петрозаводск). В качестве объектов сопоставления (по литературным данным) были выбраны: анортозит-мангерит-чарнокит-гранитный комплекс Адирондак, Северная Америка (Seifert et al., 2010) (данные о составе 45 проб), мангерит-чарнокит-рапакивигранитный комплекс пород Серра да Провиденс, Бразилия (Scandolara et al., 2013) (данные о составе 25 проб), анортозит-мангерит-рапакивигранитный комплекс Найн, Бразилия (Fraga et al., 2009) (данные о составе 14 проб).

Результаты и обсуждение. На диаграмме TAS для интрузивных пород (рис. 1) точки составов пород Салминского АРГК попадают в поля граносиенитов, умеренно-щелочных гранитов и лейкогранитов, лейкогранитов нормальной щелочности. Мангерит-подобные породы Салминского батолита отвечают полю кварцевых диоритов. В целом по содержанию главных элементов они схожи с мангерит-подобными породами других геологических объектов, но отличаются от них менее щелочным составом.

Рис. 1. Диаграмма Tas для исследуемых пород

Рассмотрение графиков зависимостей содержаний микроэлементов от концентрации SiO_2 в породах Салминского АРГК показало, что наиболее значимые вариации наблюдаются для таких элементов, как Nb, Zn, P, Zr.

Содержания Nb в мангерит-подобных породах Салминского АРГК достигают значений выше 100 ppm, в то время как в мангерит-подобных породах других комплексов его концентрации, как правило, ниже в 4–5 раз. Содержания Zn в породах Салминского АРГК также выше (>300 ppm), чем в породах сравнения, в которых максимальные значения не превышают 250 ppm. Для P наблюдается снижение его концентраций с увеличением содержания SiO_2 как в породах Салминского АРГК, так и в мангерит-подобных породах других комплексов. Максимальные концентрации P в пределах Салминского АРГК наблюдаются в мангерит-подобных породах. По цирконию у мангерит-подобных пород Салминского АРГК также наблюдаются максимальные содержания в сравнении с другими породами данного комплекса, эти содержания находятся на уровне максимальных содержаний в мангеритах комплекса Адирондак.

Выводы. Мангерит-подобные инклавы в гранитах рапакиви Салминского АРГК контрастно отличаются от последних по содержаниям Nb, Zn, P, Zr. При этом в сравнении с мангерит-подобными породами из других комплексов по P и Zr они схожи, однако по Nb и Zn отмечаются различия. Обогащение мангерит-подобных пород Салминского АРГК Nb и Zr, вероятно, обусловлено повышенными содержаниями ильменита и циркона в породах.

Работа выполнялась в рамках реализации проекта НИР 216 ИГ КарНЦ РАН.

Рис. 2. Диаграммы Харкера по Nb, Zn, P, Zr для пород Салминского АРГК и пород сравнения

Список литературы

Васильев С.С., Конышев А.А. Минеральные ассоциации полиминеральных силикатных включений в цирконе из мангерит-подобных пород, Салминский анортозит-рапакивигранитный комплекс, Карелия // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии: Материалы XXXIV Молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти член-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова, ИГГД РАН, 02–06 октября 2023 года. СПб: Свое издательство, 2023. С. 42–45.

Жданова В.С., Березин А.В. Изучение пород на контакте с гранитами рапакиви салминского массива // Труды Международной молодежной конференции «Науки о Земле и Цивилизация». Т. 1: Науки о Земле. СПб: РГПУ им. А.И. Герцена, 2012.

Emslie R.F., Hamilton M.A., Thériault R.J. Petrogenesis of a mid-Proterozoic anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) complex: Isotopic and chemical evidence from the Nain Plutonic Suite // Journal of Geology. 1994. Vol. 102. P. 539–558.

Fraga L.M.B. et al. The mesoproterozoic mucajaí anorthosite-mangerite-rapakivi granite complex, Amazonian craton, Brazil // The Canadian Mineralogist. 2009. Vol. 47, N 6. P. 1469–1492.

Scandolara J.E. et al. Geochemistry and origin of the early Mesoproterozoic mangerite-charnockite-rapakivi granite association of the Serra da Providência suite and associated gabbros, central-eastern Rondônia, SW Amazonian Craton, Brazil // Journal of South American Earth Sciences. 2013. Vol. 45. P. 166–193.

Seifert K. E. et al. Geochemistry of massif anorthosite and associated rocks, Adirondack Mountains, New York // Geosphere. 2010. Vol. 6, N 6. P. 855–899.

Shestopalova E. et al. The age of monzonites of the eastern part of the Korsun-Novomirgorod pluton (Ingul mega-block of the USh) // Geofizicheskiy Zhurnal. 2015. Vol. 37, N 4. P. 114–125.

Svetov S.A., Stepanova A.V., Burdyukh S.V. et al. Precision geochemical (ICP-MS) analysis of Precambrian rocks: the method and accuracy estimation // Transactions of the Karelian Research Centre RAS. 2023. Vol. 2. P. 73–86.

ОЦЕНКА ГЛУБИНЫ ПРОМЕРЗАНИЯ ГРУНТА НА ОПОЛЗНЕВОМ СКЛОНЕ В ДОЛИНЕ РЕКИ ВОРКУТЫ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ О ТЕРМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ЗИМНИХ СЕЗОНОВ И РЕЖИМЕ СНЕГОНАКОПЛЕНИЯ

Вихоть А.Н.

Институт геологии имени академика Н.П. Юшкина Коми НЦ УрО РАН, vikhot.anna@mail.ru

Замерзание и оттаивание почвы и грунтов – природное циклическое явление. Около 50 % территории Земли подвержено промерзанию в какой-либо момент годового цикла, при этом 20 % Земли покрыто вечной мерзлотой (Hugh, 2008). Температурный режим почв и грунтов и глубина их промерзания главным образом задаются такими параметрами, как температура воздуха в зимний период, высота, плотность, структура и теплопроводность снежного покрова (Шерстюков, 2008; Erlingsson, Saliko, 2020). Содержание влаги в почве и грунтах, их тепловые свойства, количество осадков и скорость ветра также играют немаловажную роль при определении глубины промерзания. В настоящее время измерения этих параметров проводятся эпизодически под определенные практические задачи в строительной климатологии, при проектировании, строительстве и эксплуатации инженерных сооружений (Yedek et al., 2021), автомобильных и железных дорог, в сельском хозяйстве (Kahimba et al., 2009), экологии (Курочкина, Яковлева, 2020) и др. Стоит отметить, что в районах циклического промерзания-оттаивания геологической среды ускорено протекание таких экзогенных геологических процессов и явлений, как криогенное выветривание, оползни, обвалы и т. д. Наши исследования проводились в районе оползня г. Воркуты (67°30′ с. ш. 64°02′ в. д.) на ул. Шахтерская набережная. Город располагается в области распространения островной многолетней мерзлоты. Исследовательские работы включали уточнение мощности геологических горизонтов, слагающих оползневый склон, расчет глубины промерзания грунта и сравнение их между собой и с некоторыми наблюдаемыми данными, предоставленными ГКУ РК «Геокриологическая служба».

Оползневое тело находится на очень крутом эрозионном склоне современной речной долины р. Воркуты, длина оползневого участка около 400 м. С помощью вертикального электрического зондирования и геологической карты (Государственная…, 2005) было установлено строение верхней части геологического разреза: до глубины 0.4–1.5 м и в некоторых местах до 3.0 м залегают техногенные образования (tH) неоднородного состава, включающие щебень, дресву и редко суглинки, на участках до глубины 3.0 м могут присутствовать насыпные грунты с несколько иными включениями – это гравий, галька, песок и суглинки; до глубины 4.0–6.8 м находятся ледниково-морские суглинки (gmE-lrg) с содержанием гравия и гальки в подошве до 25 % и прослоями песков и супесей; далее до 13–14 м залегают полускальные отложения ($P_{1\text{-}2}lv_2$), которые представляют собой переслаивающиеся сильно выветрелые, трещиноватые, глыбо-щебенистые песчаники, алевролиты, аргиллиты, углистые аргиллиты и угли, возможно их переслаивание со скальными породами.

В исследованиях выбор расчетного метода зависит от географического положения объекта изучения, характера отложений и разницы степеней замерзания и оттаивания. Наблюдения за температурой воздуха с целью эмпирического определения глубины промерзания почвы и грунтов были использованы еще в 1890 г. (Stefan, 1890). Уравнение Стефана – одна из первых известных теоретических формул для расчета промерзания геологической среды. Это уравнение получено из фундаментального уравнения движения потока и сохранения тепла и имеет вид при наличии снежного покрова:

$$h_{пр} = \sqrt{\frac{2\lambda_м t_n \tau}{Q_ф + C_{ом}\frac{t_n}{2} + h_m^2}} - h_m,$$

где $\lambda_м$ – коэффициент теплопроводности мерзлой породы, Вт/м·°С, $t_п$ – средняя температура воздуха, °С, τ – продолжительность промерзания на конец месяца холодного периода, ч, $Q_ф$ – теплота фазового перехода, Вт·ч/м^3, $C_{ом}$ – объемная теплоемкость мерзлых пород, Вт·ч/м·°С, h_m – условная мощность слоя теплоизоляции (снежного покрова), м.

Режим промерзания грунтов был рассчитан для верхней части оползневого склона у бровки оползневого срыва, где самая верхняя часть разреза до глубины 3 м представлена техногенным грунтом, и для склоновой части – области обнажения полускальных отложений. Исходные данные для расчетов представлены в таблице. Данные метеорологических наблюдений заимствованы с сайта метеостанции г. Воркуты.

Параметры, используемые для расчета глубины промерзания

	Теплопроводность мерзлой породы, Вт/м·°С	Скрытая теплота кристаллизации воды, Вт·ч/кг	Льдистость горной породы, кг/м^3	Объемная теплоемкость мерзлой породы, Вт·ч/м·°С
Техногенный грунт	1.45	93	200	360
Скальные отложения	1.9			400

Изменение глубины промерзания грунта, вариации среднемесячной температуры воздуха в холодный период и накопления снежной толщи (рис. 1) отражают то, когда установился снежный покров или наступили отрицательные температуры воздуха, как интенсивно они менялись в течение зимы и как они отражались на режиме промерзания. В октябре наступают климатические условия для устойчивого сезонного промерзания верхнего слоя горных пород, тогда же начинает формироваться постоянный снежный покров. Средняя температура воздуха октября за период исследований составляет –3 °С. Основное промерзание происходит к концу января. Оценка глубины промерзания дает значение корреляции ($k_{кор}$) с наблюдаемыми климатическими параметрами: среднемесячной температурой воздуха месяцев с отрицательной среднемесячной температурой воздуха – 0.55–0.81, мощностью снежного покрова – 0.32–0.67. Минимальное значение связи «глубина промерзания – температура воздуха» отмечается в самую многоснежную зиму за весь период исследований – 2018–2019 гг. На некоторых графиках (2013–2014, 2014–2015, 2016–2017, 2018–2019 гг.) выделяется резкий рост глубины промерзания в месяцы с максимально морозной температурой воздуха до –27.8 °С.

Результаты расчетов и их сравнение с некоторыми наблюдаемыми данными по двум термометрическим скважинам отображены на рис. 2. Расхождение расчетных и наблюденных глубин промерзания техногенного грунта составляет до 30 % при сильном коэффициенте корреляции 0.76–0.92. Расчетные данные в целом воспроизводят динамику процесса промерзания.

Исследования показали, что из двух климатических параметров, применяемых в расчете по методу Стефана, определяющее влияние на глубину промерзания грунтов на оползневом склоне в долине р. Воркуты оказывает среднемесячная температура воздуха периода, когда среднее значение температуры воздуха имеет отрицательное значение. Исходя из коэффициента корреляции для данных переменных 0.55–0.81 по Чеддоку связь между этими показателями – от значительной до сильной. Принимая во внимание, что связь «глубина промерзания – мощность снежного покрова» по Чеддоку умеренная и значительная ($k_{кор}$ = 0.32–0.67), в дальнейших исследованиях предполагается провести анализ особенности накопления снежного покрова и взаимосвязи «глубина промерзания – интенсивность снегопадов».

Рис. 1. Рассчитанные глубины промерзания и климатические параметры

Рис. 2. Распределение рассчитанных и наблюденных глубин промерзания

Список литературы

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Издание второе. Масштаб: 1 : 200 000, серия: Полярно-Уральская. Q-41-V, VI (Воркута). Объяснительная записка / Под ред. А.И. Водолазского. Сыктывкар: ЗАО «ГГК МИРЕКО», 2005.

Курочкина В.А., Яковлева И.Ю. Морозное пучение грунтов как фактор геоэкологического риска в условиях города Москвы // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2020. № 1. С. 86–92. DOI: 10.31857/S0869780920010081.

Шерстюков А.Б. Корреляция температуры почвогрунтов с температурой воздуха и высотой снежного покрова на территории России // Криосфера Земли. 2008. Т. XII, № 1. С. 79–87.

Erlingsson S., Saliko D. Correlating air freezing index and frost penetration depth – a case study for Sweden // Proceedings of the 9th International Conference on Maintenance and Rehabilitation of Pavements. Mairepav9, 2020. Vol. 76. P. 847–857.

Hugh A.L.H. Climate change and soil freezing dynamics: historical trends and projected changes // Climatic Change. 2008. Vol. 87. P. 421–434. DOI: 10.1007/s10584-007-9322-8.

Kahimba F., Ramanathan S.R., Danny D.M. Modeling soil temperature, frost depth, and soil moisture redistribution in seasonally frozen agricultural soils // Applied Engineering in Agriculture. 2009. Vol. 25, Iss. 6. P. 871–882. DOI: 10.13031/2013.29237.

Stefan J. Ueber die Theorie der Eisbildung, insbesondereüber die Eisbildungim Polarmeere // Annalen der Physik. 1890. Vol. 278, Iss. 2.18: 965.

Yedek S., Muge E., Orakoglu F., Bikce M. A study on determination of the frost depths for building foundations in the Central Anatolia Region of Turkey // Arabian Journal of Geosciences. 2021. 14 (14): 1941. DOI: 10.1007/s12517-021-08282-x.

РИСЧОРРИТЫ И ПОЛЕВОШПАТСОДЕРЖАЩИЕ ФОИДОЛИТЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ «ОЛЕНИЙ РУЧЕЙ» ХИБИНСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА

Гойчук О.Ф.[1], Коноплёва Н.Г.[1, 2], Пахомовский Я.А.[1, 2]

[1] *Центр наноматериаловедения КНЦ РАН; o.goychuk@ksc.ru*
[2] *Геологический институт КНЦ РАН; n.konopleva@ksc.ru*

Введение. Хибинский массив расположен в Арктической зоне России в центральной части Кольского полуострова. В его строении выделяют нефелиновые сиениты (фойяиты), которые разделены на две части конически-кольцевым разломом, заполненным фоидолитами (мельтейгит-уртитами). На границе с последними нефелиновые сиениты под воздействием обогащенного калием остаточного фоидолитового флюида были превращены в рисчорриты – пойкилитовые (кальсилит)-нефелиновые сиениты. Автометасоматические изменения в самих фоидолитах привели к образованию полевошпатсодержащих ийолит-уртитов. Рисчорриты и полевошпатсодержащие ийолит-уртиты представляют собой непрерывный ряд пород, генетически связанных между собой процессами кальсилит-ортоклазового пойкилобластеза (Пахомовский и др., 2009; Иванюк и др., 2009). В данной работе представлены результаты изучения рисчорритов и полевошпатсодержащих фоидолитов месторождения «Олений Ручей», расположенного в юго-восточной части фоидолитового кольца Хибинского массива. Химический состав минералов определен на микроанализаторе MS-46 Cameca (ускоряющее напряжение 20 кВ, сила тока 30 нА, диаметр зонда 2–20 мкм) и сканирующем электронном микроскопе ZEISS EVO 25 UltimMax 100 (напряжение 20 кВ, сила тока 2 нА). BSE-изображения получены на электронном микроскопе ZEISS EVO 25 UltimMax 100.

Результаты. Рисчорриты и полевошпатсодержащие фоидолиты – это (авто)метасоматиты, сложенные преимущественно ортоклазом, нефелином и темноцветными минералами (эгирином, эгирин-авгитом, флогопитом, аннитом, титанитом, лампрофиллитом и баритолампрофиллитом, астрофиллитом, лопаритом-(Ce), лоренценитом, щербаковитом, ильменитом, минералами группы эвдиалита и амфиболами (калийарфведсонитом, калийрихтеритом, калийферроэкерманнитом, калийферрорихтеритом)). Отличительной чертой этих пород является наличие крупных (до 20 см в поперечнике) метакристаллов ортоклаза с пойкилитовыми включениями нефелина разной степени идиоморфизма, нередко замещенного кальсилитом (рис. 1, а–в). Кроме того, встречаются симплектитоподобные агрегаты из ортоклаза и кальсилита, образующие псевдоморфозы по нефелину (рис. 1, г).

Рис. 1. BSE-изображения комбинированных шлифов (а, б – обр. OR-1382- 890; в – OR-1382-1000; г – OR-1382-1020):

а, б – участки кристалла ортоклаза с включениями выделений нефелина с прожилками кальсилита; в – зональный участок пойкилокристалла ортоклаза (зоны различаются содержанием BaO: более светлые зоны наиболее обогащены BaO); г – замещение нефелина симплектитоподобным агрегатом из ортоклаза и кальсилита. *Aeg – эгирин, Amp – амфибол (калийферроэкерманнит), Fap – фторапатит, Kfs – ортоклаз, Kfs(Ba) – ортоклаз, обогащенный BaO, Kls – кальсилит, Lmp – лампрофиллит, Lop – лопарит-(Ce), Nph – нефелин*

В рисчорритах и полевошпатсодержащих фоидолитах в ассоциации с ортоклазом, нефелином и кальсилитом отмечена поздняя бариевая минерализация в виде мелких выделений фосфатов бария (арктита и др.) и цельзиана (рис. 2).

Рис. 2. BSE-изображения комбинированных шлифов (а – обр. OR-1382-1554, б – обр. OR-1382-890):

а – выделение бариевых фосфатов (светлые выделения) в ортоклазе; б – выделение цельзиана на границе нефелина и ортоклаза. *Aeg – эгирин, Cls – цельзиан, Kfs – ортоклаз, Kls – кальсилит, Nph – нефелин, Ntr – натролит*

Установлено, что при образовании рисчорритов и полевошпатсодержащих фоидолитов в составе нефелина при увеличении содержания K увеличивались содержания Al и снижались содержания Na, Si, Fe^{3+} (рис. 3).

Рис. 3. Зависимость содержаний Na, Si, Al и Fe^{3+} от содержаний K в нефелине (ф.к.)

В исследуемых образцах ортоклаз в качестве микропримесей содержит BaO (до 2.29 мас. %), Na_2O (до 0.83 мас. %), Fe_2O_3 (до 0.85 мас. %). Обогащенные барием участки образуют криптопертитовые вростки в ортоклазе, а также участки, которые различаются содержанием BaO (рис. 1, в). В составе ортоклаза содержание K связано значимыми корреляционными зависимостями с содержанием Si, Fe^{3+}, Na и Ba (рис. 4). Наиболее свободным от микропримесей является ортоклаз, содержащий большее количество кремния.

Рис. 4. Зависимость содержаний Na, Ba и Fe^{3+} и Si от содержаний K в ортоклазе (ф.к.)

Обсуждение результатов. Протолитовые породы (фоидолиты и нефелиновые сиениты) подверглись воздействию остаточного фоидолитового флюида, насыщенного летучими компонентами и калием, в результате чего происходило метасоматическое преобразование пород. Флюид проникал по межзерновому пространству и микротрещинам, вызывая частичное растворение и изменение состава нефелина, микропертитового калиевого полевого шпата (в нефелиновых сиенитах), образование пойкилобластов ортоклаза, а также замещение нефелина и ортоклаза кальсилитом. При этом составы ортоклаза и кальсилита оказываются связанными значимыми корреляционными зависимостями с составом нефелина (табл.).

Коэффициенты корреляции составов нефелина, ортоклаза и кальсилита

Компоненты нефелина	Компоненты ортоклаза		Компоненты кальсилита		
	Na	K	Al	Fe^{3+}	K
Si	0.34				
Fe^{3+}	–0.46	0.34			
Na	0.39	–0.34			0.64
K	–0.80	0.69	–0.53	0.60	

Ввиду того что у рисчорритов и полевошпатсодержащих фоидолитов разные протолиты, породы изменялись неодинаково, поэтому среди комплекса рисчорритов и полевошпатсодержащих фоидолитов выделяют несколько разновидностей пород (Агеева, Боруцкий, 2004).

Высвобождающийся в процессе калиевого метасоматоза натрий расходуется на преобразование первичного нефелина, а также на образование эгирина и натролита. Кроме того, натрий может уходить и за пределы рисчорритов и полевошпатсодержащих фоидолитов, образуя зоны альбитизации и эгиринизации, которые пространственно сопряжены с рисчорритами (Галахов, 1975), а также ультраагпаитовые жилы, широко распространенные в этих породах.

Кальсилит является более поздним по отношению к ортоклазу и нефелину минералом, поскольку в ортоклазе он образуется в виде отдельных зон, срастаясь со шпатом, а в нефелине развивается в виде сетчатых псевдоморфоз на контакте нефелина с ортоклазом, а также в виде каемок и прожилков по трещинам. Обязательным условием наличия кальсилита в породе является присутствие в ней пойкилобластов ортоклаза (Пахомовский и др., 2009).

Пойкилокристаллы ортоклаза образуются из флюида, обогащенного барием, поэтому в рисчорритах и полевошпатсодержащих уртитах мы имеем дело с изоморфной смесью $K(AlSi_3O_8)$-$Ba(Al_2Si_2O_8)$. Вероятно, при преобразовании этих пород барий частично уходил в раствор и затем уже переоткладывался в виде поздних бариевых минералов (фосфатов бария и цельзиана) в самой породе или в связанных с ней пегматитах.

Работа выполнена в рамках тем НИР FMEZ-2022-0019 и АААА-А19-119100290149-1.

Список литературы

Агеева О.А., Боруцкий Б.Е. Кальсилит в породах Хибинского массива: морфология, парагенезис, условия образования // Новые данные о минералах. 2004. Вып. 39. С. 40–50.

Галахов А.В. Петрология Хибинского щелочного массива. Л.: Наука, 1975. 253 с.

Иванюк Г.Ю., Горяинов П.М., Пахомовский Я.А. и др. Самоорганизация рудных комплексов. Синергетические принципы прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых. М.: ГЕОКАРТ-ГЕОС, 2009. 392 с.

Пахомовский Я.А., Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю. Кальсилит Хибинского и Ловозерского щелочных массивов (Кольский полуостров) // Записки Российского минералогического общества. 2009. Т. 138, № 1. С. 123–123.

ИССЛЕДОВАНИЕ СВОЙСТВ ОТСЕВОВ ПРОИЗВОДСТВА ЩЕБНЯ С МЕСТОРОЖДЕНИЯ «ЧЕВЖАВАРА» (ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ)

Голубева М.А., Петров С.В.

Санкт-Петербургский государственный университет – Институт наук о Земле, golubevamira@gmail.com

Введение. Объект исследования – отходы дробления карьера «Чевжавара», разрабатываемого на добычу нерудного сырья, используемого для изготовления щебня. Участок недр находится на территории Пряжинского района Республики Карелия, его площадь 290 га, площадь самого карьера составляет 119.8 га. В карьере вскрыт интрузивный массив габбро-долеритов палеопротерозойского возраста. Породы содержат зоны метаморфических и метасоматических изменений, прослои осадочных пород. По своему качеству щебень из габбро-долерита пригоден для заполнителей тяжелого бетона, дорожного и других видов строительства, без ограничений по радиационным свойствам (Борисова и др., 2013). Производство товарного материала состоит из трех этапов дробления, после каждого из которых образуются отходы, представленные отсевом менее 0.5 мм, и обеспыливания. Целью работы является изучение данных отходов производства, а также поиск в них полезных компонентов, потенциально пригодных для вовлечения в эксплуатацию.

Материалы и методы исследования. Фактический материал был представлен отсевом ДСУ-1 и 3. Также были отобраны образцы готовой продукции – щебня фракции 20–40 мм и материал непосредственно из карьера – проба из жилы и из массива габбро-долеритов.

Работа с материалом состояла из следующих этапов:

- Петрографический анализ шлифов, изготовленных из щебня и из образцов пород, взятых в карьере;
- Гранулометрический анализ отсева: получение фракций, соответствующих ГОСТам, используемым на производстве;
- Сухая магнитная сепарация фракции более 2.5 мм;
- Получение гравитационного концентрата фракции менее 0.16 мм;
- Магнитная сепарация полученного гравитационного концентрата на трубке Дэвиса и дальнейшее изготовление шайб-аншлифов с парамагнитным, немагнитным и магнитным концентратом;
- Рентгеноспектральный микроанализ полученных шайб-аншлифов;
- Рентгенодифракционный анализ пробы из жилы в габбро-долеритах.

Результаты исследования. Исходный материал для гранулометрического анализа был представлен 4 пробами – отсев с ДСУ-1 (2 и 3 стадии дробления), ДСУ-3 (необеспыленный отсев 2 стадии), лежалым отсевом, а также пылью, полученной в результате обеспыливания отсева. Расситовка производилась по фракциям, соответствующим используемым на производстве (мм) – более 2.5 – 1.25 – 0.63 – 0.315 – 0.16 и менее. По результатам расситовки получены пропорции (%): 18.5; 20.9; 18.0; 17.5; 10.4; 14.4 соответственно для ДСУ-3, 51.5; 33.7; 11.0; 1.9; 0.6 для лежалого отсева, 0.9; 38.2; 19.0; 13.3; 13.3; 15.4; 1.1 для ДСУ-1 3 стадии и 20.9; 29.2; 18.0; 15.0; 8.5; 8.8 для 2 стадии (табл. 1).

Согласно (ГОСТ 31424-2010, 2011) отсев ДСУ-1 (2 и 3 стадии) и ДСУ-3 соответствует крупным, средним и мелким пескам II класса по содержанию частиц менее 0.16 мм (табл. 2). Однако отсев нельзя окончательно отнести к данному классу без проведения дополнительных исследований коэффициента фильтрации и содержания глинистых частиц, определяемых методом набухания. По результатам гранулометрического анализа, лежалый отсев также соответствует требованиям стандарта, однако это может быть связано с цементацией слежавшихся зерен.

Таблица 1. Результаты гранулометрического анализа отсева

	ДСУ-3 (необеспыленный)		**Лежалый**		**ДСУ-1 (3 стадия)**		**ДСУ-1 (2 стадия)**		**Пыль**	
СИТО, мм	вес, г	%	вес, г	%	вес, г	%	вес, г	%	вес, г	%
>2.5	46.0	18.5	128.6	51.5	2.0	0.9	47.9	20.9	0.7	0.2
2.5–1.25	52.1	20.9	84.0	33.7	88.1	38.2	67.0	29.2	3.4	1.0
1.25–0.63	45.5	18.0	28.0	11.0	43.5	19.0	40.3	18.0	9.9	3.0
0.63–0.315	43.6	17.5	4.8	1.9	30.8	13.3	34.3	15.0	25.4	7.3
0.315–0.16	25.8	10.4	1.4	0.6	30.8	13.3	19.4	8.5	45.7	13.2
<0.16	35.9	14.4	2.7	1.1	35.6	15.4	20.2	8.8	261.4	75.4
всего	248.9	100.0	249.5	100.0	230.8	100.0	229.0	100.0	346.5	100.0

Таблица 2. Допустимое содержание зерен крупностью более 10 и 5 мм и менее 0.16 мм в песке II класса (ГОСТ 31424-2010, 2011)

Группа песка из отсевов дробления	Допустимое содержание, % по массе, не более, зерен крупностью		
	>10 мм	>5 мм	<0.16 мм
Очень крупный и повышенной крупности	5	15	10
Крупный и средний	2	12	15
Мелкий	0.5	10	20

Далее производилась сухая магнитная сепарация фракции более 2.5 мм с помощью сепаратора СМС-20МЗ, находящегося в СПбГУ, а также вручную. Работа проводилась с целью определения содержания магнитных минералов в отсеве. По результатам анализа получены значения (%): ДСУ-1 (2 стадия) – 0.6; ДСУ-1 (3 стадия) – 0.4; ДСУ-3 – 0.5; лежалый отсев – 31.0. Содержание магнитных минералов в отсеве незначительно и не представляет промышленного интереса, повышенное содержание магнитной фракции наблюдается в лежалом отсеве, что, вероятно, обусловлено вторичными изменениями (табл. 3).

Таблица 3. Содержание магнитной фракции в образцах отсева

Содержание магнитных минералов			
	всего, г	маг, г	%
ДСУ-1 (3)	1000	4	0.4
ДСУ-1 (2)	1000	6	0.6
ДСУ-3 (3)	1000	5	0.5
Лежалый	5400	1674	31.0

Обработка материала менее 0.16 мм производилась в ООО «ЛИМС». Для работы были выбраны отсев с ДСУ-3, пыль и лежалый отсев. Сначала производилось разделение по плотностным свойствам с помощью концентрационного стола. В результате удаления легкой фракции получен гравитационный концентрат из каждой пробы. Затем данный материал был разделен по магнитным свойствам на трубке Дэвиса, в результате чего получены три фракции – магнитная, полученная только из материала лежалого отсева, парамагнитная и немагнитная. Далее из концентратов изготовлены 5 шайб-аншлифов для дальнейшего проведения рентгеноспектрального микроанализа.

Петрографический анализ производился на поляризационном микроскопе Leica DM2500-P. По результатам анализа было выделено три группы пород: вмещающие сланцы, долериты и контактовые метасоматиты.

Породообразующими минералами долеритов являются плагиоклаз и пироксен, занимающие в породе в среднем 41 % и 43 %, соответственно. Наиболее распространен моноклинный пироксен, однако встречаются редкие зерна с ромбической сингонией. В качестве второстепенных минералов присутствует кварц (до 6 %), полевой шпат (до 5 %), рудные минералы (до 6 %). Акцессорные минералы представлены апатитом, встречаются карбонаты, также

наблюдаются графические срастания полевого шпата и кварца – гранофиры, схожие срастания встречаются у полевого шпата или пироксена с рудным минералом. Породы подвержены сильным вторичным изменениям (до 90 %), по пироксену развивается хлорит и амфибол, полевой шпат соссюритизирован, встречается эпидот.

Среди вмещающих пород выделяются карбонат-амфиболовые сланцы и кварц-амфиболовые филлиты. Минеральный состав филлитов в среднем представлен кварцем (57 %) и амфиболом (до 40 %). Для карбонатных сланцев – кальцитом (до 73 %) и амфиболом (20 %). Второстепенные минералы присутствуют в обоих видах сланцев, представлены рудными сульфидами и окислами железа (до 6 %), пироксеном (до 7 %). Вторичным минералом является хлорит, развивающийся по амфиболу и пироксену, замещая до 50 % зерен, также наблюдаются единичные зерна эпидота. Встречается акцессорный апатит, редко полевой шпат.

Метасоматические породы представлены пропилитизированными долеритами. Большая часть породы (до 60 %) сложена хлоритом с тонкозернистым плагиоклазом, наблюдаются реликтовые зерна пироксена. Также в породе присутствует амфибол (до 30 %), кордиерит (до 5 %), карбонаты и клиноцоизит в единичных проявлениях.

Рентгеноспектральный микроанализ производился в ресурсном центре «Геомодель» на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N с аналитическими приставками. Целью микроанализа являлось выявление потенциальных полезных компонентов в материалах отсевов. Для изучения были использованы гравитационные концентраты – магнитная, немагнитная и парамагнитная фракции. Для определения минералов были выбраны наиболее удовлетворительные спектры – сумма весовых процентов 100 ± 1. В результате анализа данных определены следующие минералы:

1. Для магнитной фракции: ильменит, пижонит, титаномагнетит, титанит;
2. Для парамагнитной фракции: барит, диопсид, титанит, сфалерит, халькопирит, борнит, клиноцоизит;
3. Для немагнитной фракции: пирит, халькопирит, галенит, барит, диопсид, борнит, халькозин, апатит, самородная медь, клиноцоизит.

Задачей рентгенофазового исследования являлось выяснение фазового состава материала, взятого из жилы в карьере габбро-долеритов. Изначально образец уже находился в порошкообразной форме, имел зеленовато-белый цвет. Съемка проводилась в лаборатории «Рентгендифракционные методы исследования» на дифрактометре MiniflexII с медным анодом. Условия – шаг съемки – 3°, вертикальная щель – 1.25 мм, вторая – 8 мм, третья щель открыта, начальный угол съемки 2θ-5°, конечный – 80°, после съемки счетчик возвращается в исходное положение. Обработка данных проводилась в программе PDXL2. По результатам анализа, состав исследуемого образца представлен смесью кальцита и клинохлора. Данные минералы являются вредными компонентами при производстве щебня, попадание жильного материала в продукцию является браком. Полезных компонентов выявить не удалось.

Выводы. В результате исследования свойств отсевов производства щебня с месторождения «Чевжавара» удалось выявить, что, согласно государственному стандарту (ГОСТ 31424-2010, 2011), отсев ДСУ-1 (2 и 3 стадии) и ДСУ-3 соответствует крупным, средним и мелким пескам II класса по содержанию частиц менее 0.16 мм. Однако отсев нельзя окончательно отнести к данному классу без проведения дополнительных исследований. Материал, получаемый при обеспыливании, также может быть использован в производстве в качестве минерального порошка, требуются дополнительные исследования. Качественный анализ минерального состава показал присутствие в отсевах титан- и железосодержащих минералов в малом объеме.

Список литературы

Борисова Р.И., Шорохова Т.В., Русанов В.В. и др. Отчет по результатам разведочных работ на месторождении габбродиабаза Чевжавара (строительный камень), проведенных в Пряжинском районе Республики Карелия. Республика Карелия, г. Петрозаводск, 2013. 291 с.

Булах А.Г. Расчет формул минералов. М.: Недра, 1964. 132 с.

ГОСТ 31424-2010. Материалы строительные нерудные из отсевов дробления плотных горных пород. 2011.

ПОЛОСЧАТЫЕ ЖЕЛЕЗИСТЫЕ КВАРЦИТЫ КОСТОМУКШСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА: ГЕОХИМИЯ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Гончаров Д.А.

Воронежский государственный университет, geosci31@gmail.com

Введение. Полосчатые железистые кварциты (BIF – banded iron formation) представляют собой метаморфизованные хемогенные осадки, накопление которых происходило в раннем докембрии. BIF являются частью архейских кратонов, а одним из мест их проявления является Костомукшский зеленокаменный пояс Карельского кратона.

Региональная геология. Карельский кратон представляет собой один из блоков (провинций) архейской коры в составе Фенноскандинавского щита. BIF Костомукшского зеленокаменного пояса расположены в центральной части Карельского кратона (Slabunov et al., 2024). Здесь выделено четыре ассоциации BIF: BIF-1 – железистые кварциты, ассоциирующие с базальт-коматиитами рувинваарской свиты (2.87–2.81 млрд лет); BIF-2 – с риолитами-дацитами шурловаарской свиты (2.8–2.79 млрд лет); BIF-3 – с граувакками и кислыми вулканитами костомукшской свиты (2.76–2.74 млрд лет) и BIF-4 – с неоархейскими граувакками сурлампинской свиты (Слабунов и др., 2023). Наиболее распространены и экономически значимы BIF-3, являющиеся типичными BIF типа Алгома, на что указывает их взаимосвязь с кислыми вулканитами в одном разрезе.

Петрография и минералогия. BIF-3 обладают темно-серой окраской (рис. 1, а), мелкозернистой структурой и полосчатой текстурой. Полосчатость обусловлена переслаиванием полос, обогащенных рудными минералами (магнетитом) и нерудными минералами (кварцем, карбонатами, амфиболами и биотитом) (рис. 1).

Рис. 1. Полосчатость в BIF-3 на макроскопическом уровне (а): Fe – слойки, обогащенные магнетитом, Si – слойки, обогащенные кварцем; на микроскопическом уровне (b), под микроскопом, в проходящем свете: Qz – кварц, Mag – магнетит

Акцессорные минералы представлены апатитом и сульфидами (пирротином и халькопиритом), вторичные – эпидотом и хлоритом.

Геохимия. Во всех образцах BIF-3 сумма SiO_2 и Fe_2O_{3tot} составляет 83–98 %. В большинстве образцов установлены повышенные концентрации Al_2O_3 (0.6–6.9 мас. %, среднее 2.2 мас. %), низкие TiO_2 (0.02–0.18 мас. %, среднее 0.07 мас. %), суммы щелочей K_2O+Na_2O (0.23–3.93 мас. %, среднее 1.25 мас. %). Содержание петрогенных оксидов сопоставимо с таковыми в архейских BIF типа Алгома.

Рис. 2. PAAS-нормированные содержания REE+Y (a);
PAAS-нормированные содержания рассеянных элементов (b) (Condie, 1993)

В BIF-3 отмечаются невысокие содержания REE+Y (∑15–64 ppm, среднее 36.5 ppm), положительные Eu/Eu*, La/La* и Y_{SN} аномалии и отсутствие Ce/Ce* (0.9–1.04, среднее 0.97) аномалий (рис. 2, a). В распределении REE отмечается обогащение тяжелыми (HREE), относительно легких (LREE) ($(La/Yb)_{SN}$ = 0.21–1.17, среднее 0.58). Отношение Y/Ho (31–42, среднее 36) превышает хондритовое (28). Молярные отношения Ni/Fe имеют низкие значения (0.04–0.57 × 10^{-4}). Содержания редких и редкоземельных элементов очень низкие и весьма изменчивые. В отдельных образцах установлены повышенные концентрации Rb (1.4–111 ppm, среднее 39 ppm) и Ba (6.54–799 ppm, среднее 175 ppm) (рис. 2, b).

Интерпретация геохимических данных. Обогащение HREE относительно LREE ($(La/Yb)_{SN}$ = 0.21–1.17), положительные La/La* и Y_{SN} аномалии и суперхондритовые соотношения Y/Ho (31–42) свидетельствуют о накоплении BIF-3 в морских условиях. Положительные Eu/Eu* аномалии свидетельствуют о гидротермальном привносе основных компонентов. Для определения степени гидротермального привноса при формировании BIF использовались диаграммы Fe – Al – Mn и Al/(Al+Fe+Mn) – Fe/Ti (рис. 3) (Stern et al., 2013). На них точки составов BIF-3 попадают в поля металлоносных гидротермальных осадков (рис. 3). Гидротермальный привнос вещества оценивается в среднем более 80 % (рис. 3, b), что указывает на гидротермальный привнос как основной источник поступления вещества.

Рис. 3. Составы BIF-3 (оранжевые квадраты) находятся в полях, характерных для гидротермальных осадков на диаграммах: Fe – Al – Mn (Stern et al., 2013) (a) и Al/(Al+Fe+Mn) – Fe/Ti (b) – гидротермальный вклад в целом оценивается более 90 % (Stern et al., 2013)

Отсутствие отрицательных Ce/Ce* аномалий (0.9–1.04) и низкие концентрации U (0.09–0.82 ppm) указывают на то, что накопление происходило в условиях отсутствия значительного количества кислорода в атмосфере, то есть до Великого Окислительного события (GOE ~2.47 млрд лет назад).

Сильная положительная корреляция Al_2O_3 и TiO_2 (рис. 4, a) позволяет предположить контаминацию BIF-3 терригенным материалом. Сильные положительные корреляции Al_2O_3 и Zr (рис. 4, b) и REE, TiO_2 и Zr (рис. 4, c), а также Hf и Zr (рис. 4, d) указывают на преобладание в источниках сноса пород кислого состава.

Низкие содержания хрома, низкие молярные отношения Ni/Fe (0.04–0.57 × 10^{-4}), отсутствие корреляции между MgO и Cr (рис. 5, a) и слабая корреляция между MgO и Ni (рис. 5, b) указывают на малую роль пород ультраосновного и основного составов в источниках сноса.

Вывод. BIF-3 являются типичными BIF типа Алгома, накопление которых происходило в морском бассейне до GOE. Терригенный привнос не является преобладающим источником вещества для BIF-3 и в большей мере связан с разрушением пород кислого состава. Основные компоненты BIF-3 связаны с гидротермальным привносом, доля которого оценивается в среднем более 80 %.

Рис. 4. Диаграммы корреляций для BIF-3 между TiO_2 и Al_2O_3 (a); Zr и Al_2O_3 (b); Zr и TiO_2 (c); Zr и Hf (d)

Рис. 5. Диаграммы корреляций для BIF-3 между Cr и MgO (a); Ni и MgO (b)

Список литературы

Слабунов А.И., Нестерова Н.С., Кервинен А.В. и др. Полосчатые железистые кварциты как архив тектонотермальной истории (на примере Костомукшского зеленокаменного комплекса) // Стратиграфия докембрия: проблемы и пути решения. Материалы VIII Российской конференции по проблемам геологии докембрия, 25–29 сентября 2023 г. СПб, 2023. С. 143–145.

Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales // Chemical Geology. 1993. Vol. 104. P. 1–37. DOI: 10.1016/0009-2541(93)90140-E.

Slabunov A.I., Nesterova N.S., Maksimov O.A. Geochemistry and formation conditions of Mesoarchean banded iron formations (BIF-1) from the Kostomuksha greenstone belt, Karelian Craton // Geochemistry International. 2024. Vol. 62, N 3. P. 254–266. DOI: 10.1134/S0016702924030054.

Stern R.J., Mukherjee S.K., Miller N.R. et al. ~750 Ma banded iron formation from the Arabian-Nubian Shield – Implications for understanding neoproterozoic tectonics, volcanism, and climate change // Precambr. Res. 2013. Vol. 239. P. 79–94. DOI: 10.1016/j.precamres.2013.07.015.

КСЕНОЛИТЫ ПЛАГИОКЛАЗОВЫХ ПОРОД АРХЕЙСКОГО ФУНДАМЕНТА В ОРТОАМФИБОЛИТАХ КУПОЛЬНЫХ СТРУКТУР СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ (БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ)

Губренко И.М., Котова И.К.

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, st098037@student.spbu.ru

Гранитогнейсовые купола, проявленные в современном эрозионном срезе локальными выходами архейского фундамента в обрамлении толщ раннего протерозоя, являются характерным элементом геологического строения зоны сопряжения юго-восточной части раннепротерозойского Свекофеннского аккреционного пояса и архейского Карельского кратона. Начальные этапы развития этой структуры сопровождались излиянием континентальных базальтов, в последующем сменившихся океаническими (Котова и др., 2011, 2020). Интрузивные фации этого магматизма широко проявлены в архейских ядрах купольных структур в виде многочисленных дайкоподобных тел, которые рассматриваются в качестве подводящих каналов базальтоидного вулканизма и выделяются как «внутрикупольные амфиболиты».

Изучены морфология и состав крупных «овоидоподобных» лейкократовых включений в меланократовых ортоамфиболитах Импилахтинской купольной структуры. Включения размещаются вдоль восточного контакта в пределах локальной зоны в северной части интрузива. Среди округлых овоидоподобных включений выявлены немногочисленные угловатые обломки (рис. 1).

Рис. 1. Лейкократовые включения в ортоамфиболитах:

А – общий вид обнажения; Б – фрагмент округлого включения; В – угловатые включения

Изучение срезов образцов показало, что включения зачастую имеют неправильную форму, границы включений неровные, резорбированные, внутреннее строение включений неоднородное (рис. 2). На рисунке 2 в качестве примера представлено включение, в котором выделяются неоднородная серо-белая матрица, включающая лейкократовые фрагменты неправильной формы с неровными краями и темноцветный материал, проникающий во включение как часть меланократового цементирующего матрикса и образующий прерывистые линзовидные прослои в теле включения.

Рис. 2. Внутреннее строение (А) и границы (Б) включений

Оптическими исследованиями установлено, что лейкократовые включения сложены скоплениями крупных кристаллов раннего плагиоклаза, резорбированными мелкозернистыми плагиоклазами поздних генераций и меланократовым материалом «цементирующего» матрикса. Очевидно, что преимущественно сегрегации раннего плагиоклаза изначально слагали лейкократовые включения.

Исходя из формы и структуры включений было сделано предположение, что это ксенолиты вмещающих пород, существенно плагиоклазовых по составу. Версия о ксенолитах хорошо согласуется с приконтактовым положением включений. Текстурный рисунок пород с обилием ксенолитов (см. рис. 1, А) сформировался, по-видимому, в результате инъецирования зоны брекчирования вмещающих плагиоклазовых пород базальтоидной магмой. Многочисленные обломки плагиоклазовых пород были захвачены расплавом. В этом случае наблюдаемые округлые формы включений – это следствие воздействия базальтоидного расплава на ксенолиты, эффект контаминации, при которой происходит частичное растворение обломков.

В рамках модели контаминации становится понятен характер спектров редкоземельных элементов (РЗЭ), представленных на рисунке 3: при единообразных спектрах РЗЭ ксенолитов, отобранных на разных обнажениях, различаются формы спектров РЗЭ в комплементарных этим ксенолитам пробах меланократового амфиболитового матрикса. Такая картина может быть обусловлена разной степенью контаминации базальтоидного расплава в разных участках магматической камеры.

Рис. 3. График нормированных содержаний РЗЭ в разных компонентах породы:

1 – лейкократовые ксенолиты; 2 – меланократовый матрикс. Нормировано к составу хондрита по (McDonough, Sun, 1995)

Принимая версию о ксенолитах, необходимо понять, какие породы послужили источником таких ксенолитов. Интрузивные фации раннепротерозойского базальтоидного магматизма, представленные в настоящий момент ортоамфиболитами, инъецировали породы архейского фундамента Карельского кратона. С учетом состава ксенолитов это должны быть существенно плагиоклазовые породы. К рассмотрению приняты два возможных варианта источника архейских ксенолитов: породы тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии (ТТГ-серии) и анортозитовые комплексы. Мы сравнили плагиоклазовые ксенолиты с двумя обозначенными типами комплексов по составу плагиоклазов и по содержанию РЗЭ.

Высокая доля анортитового компонента (до An_{74-75}), при ведущей роли андезина и лабрадора (An_{32-70}), в реликтах ранних (первичных) крупных кристаллов плагиоклаза изученных

ксенолитов плохо соответствует составу плагиоклазов пород ТТГ-серии (An_{10-50}, Петрографический кодекс…, 1995), но согласуется с составами плагиоклаза архейских анортозитов (An_{40-90}; Ashwal, Bybee, 2017). В породах ТТГ-серии наиболее высокое содержание анортитового компонента в плагиоклазах, сопоставимое с изученными ксенолитами, характерно для тоналитов. Поэтому для сравнения содержаний РЗЭ взяты характеристики тоналитов архейских ТТГ-серий Балтийского щита, приведенные в (Ранний докембрий…, 2005), а также средние значения по ТТГ-серии в целом (Чекулаев, Глебовицкий, 2017); для сопоставления с архейскими анортозитами использовались данные (Polat et al., 2009) о породах комплекса Фискенессет на юго-западе Гренландии, где лучше всего обнажены и сохранились архейские (2.97 млрд лет) анортозиты, а также результаты (Ларин и др., 2006) исследования анортозитов каларского комплекса (2.62 млрд лет) Алдано-Станового щита (рис. 4). Рисунок 4 демонстрирует безусловное сходство спектров РЗЭ изученных ксенолитов с архейскими анортозитами и явные резкие различия с тоналитами и средними содержаниями в породах ТТГ-серии. Ксенолиты, как и архейские анортозиты, характеризуются по отношению к хондритовому стандарту незначительным обогащением легкими РЗЭ при нормальном или пониженном содержании тяжелых РЗЭ и ярко выраженной положительной европиевой аномалией.

Рис. 4. Спектры распределения нормированных содержаний РЗЭ для изученных лейкократовых ксенолитов, архейских анортозитов (массив Фискенессет, по: Polat et al., 2009; каларский комплекс, по: Ларин и др., 2006) и пород ТТГ-серии (по: Ранний докембрий…, 2005; Чекулаев, Глебовицкий, 2017). Нормировано к составу хондрита по (McDonough, Sun, 1995):

1 – лейкократовые ксенолиты; 2–3 – анортозиты массива Фискенессет (2) и каларского комплекса (3); 4–5 – ТТГ-серия: тоналиты (4) и средние составы по ТТГ-серии (5)

В работе (Ashwal, Bybee, 2017) приводятся сводные данные, согласно которым для анортозитов старше 2.7 млрд лет характерны битовниты и анортиты (An_{70-95}), для анортозитов с возрастом 2.7–2.5 млрд лет – лабрадоры, битовниты, андезины (An_{40-90}); в протерозойских анортозитах состав плагиоклазов варьирует от олигоклаза до лабрадора (An_{25-70}). На основе этих обобщений можно полагать, что вариации состава изученных ранних плагиоклазов, как ксенолитов пород архейского фундамента, более всего соответствуют анортозитам с возрастом 2.7–2.5 млрд лет.

Как правило, в предыдущих публикациях в качестве доминирующего типа архейских пород в составе купольных структур зоны сочленения Свекофеннского пояса и архейского Карельского кратона указывались гранитогнейсы, состав которых соответствовал тоналит-трондьемитовому ряду (Ладожская…, 2019). Полученные результаты показывают, что в составе архейских комплексов, сформировавших ядро Импилахтинского купола, присутствовали анортозиты.

Работа выполнена при поддержке Ресурсного центра микроскопии и микроанализа СПбГУ.

Список литературы

Котова И.К., Гордон Ф.А., Котов С.Р. Строение разреза и состав пород питкярантской свиты северо-восточного обрамления Импилахтинского купола (Северное Приладожье) // Вестник СПбГУ. 2011. Сер. 7. Вып. 4. С. 28–49.

Котова И.К., Гордон Ф.А., Магаева А.Н. Эволюция раннепротерозойского (людиковийского) рифтогенного бассейна юго-западной окраины Карельского кратона (Балтийский щит) // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2020. Т. 65, вып. 1. С. 51–73.

Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Н. В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2019. 435 с.

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Каларский комплекс (Алдано-Становой щит) – древнейший представитель анортозит-мангерит-чарнокит-гранитной магматической ассоциации: результаты геохронологических, геохимических и изотопно-геохимических исследований // Петрология. 2006. Т. 14, № 1. С. 4–24.

Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования. СПб.: ВСЕГЕИ, 1995.128 с.

Ранний докембрий Балтийского щита / Отв. ред. В.А. Глебовицкий. СПб: Наука, 2005. 711 с.

Чекулаев В.П., Глебовицкий В.А. О среднем составе ТТГ (тоналит-трондьемит-гранодиоритовой) ассоциации: возможности использования // Доклады академии наук. 2017. Т. 472, № 2. С. 192–196.

Ashwal L.D, Bybee G.M. Crustal evolution and the temporality of anorthosites // Earth-Science Reviews. 2017. doi: 10.1016/j.earscirev.2017.09.002.

McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. 120. P. 223–253.

Polat A., Appel P.W.U., Fryera B. et al. Trace element systematics of the Neoarchean Fiskensset anorthosite complex and associated meta-volcanic rocks, SW Greenland: Evidence for a magmatic arc origin // Precambrian Research. 2009. 175. P. 87–115.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ Li-МЕСТОРОЖДЕНИЯ В АРЕАЛЕ ЭТЫКИНСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) И ПРОБЛЕМЫ ЕГО ГЕНЕЗИСА

Дерюшев А.К., Баданина Е.В., Шубина Н.Е.

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, st098045@student.spbu.ru

Введение. Острая потребность в литии, возникшая в последние годы, привела к необходимости ревизии старых литиевых месторождений и, главное, поиска новых объектов литиевого сырья. Мы предприняли попытку обратить внимание на известное обогащение литием экзоконтактовых пород массивов Li-F редкометалльных гранитов. Целью работы являлось выявление геохимических особенностей вмещающих пород Этыкинского массива, оценка возрастных соотношений этих пород и гранитов. Особое внимание было уделено метасоматически измененным породам в ареале массива амазонитовых гранитов Этыкинского массива.

Геологический очерк. Этыкинский массив Li-F амазонитовых гранитов расположен в Восточном Забайкалье. Возраст массива, определенный Rb-Sr методом по породам, соответствует 142.1 ± 0.8 млн лет (Костицын и др., 2004). Ареал Этыкинского массива отличается большим разнообразием генетических и металлогенических типов оруденения. Так, танталовое оруденение сосредоточено в лепидолит-амазонитовых гранитах апикальной части Этыкинского массива в виде мелкозернистой вкрапленности микролита и танталита. На северо-восточном фланге во вмещающих породах располагается топаз-кварцево-жильное касситеритовое месторождение Старая Этыка. В надкупольной зоне массива обнаружена «литиевая залежь», представляющая собой тонкозернистые роговикоподобные породы циннвальдит-кварц-топазового состава, образующие региональные зоны большой протяженности (до 2 км) и мощности (более 400 м), далеко выходящие за пределы экзоконтакта. Большие масштабы выхода, высокие содержания лития и редких щелочных элементов (до 6100 ppm Li и до 395 ppm Cs) дали основание рассматривать эту залежь в виде перспективного литиевого рудопроявления. Генетическая природа этих пород крайне дискуссионна – от гидротермальной литионит-топазизации (Левицкий и др., 1963) до закалочных пород, связанных с онгонитовым магматизмом (Бескин и др., 1994).

Результаты. Исследуемые вмещающие породы принадлежат к Онон-Борзинской серии, к таменгинской, государевской и, наконец, нижнеюрской сивачинской (J1sv) (старое название онон-борзинская) свитам. Образцы наименее измененных вмещающих пород таменгинской свиты были отобраны около строительного карьера Кирченовского Au-Ag-месторождения, расположенного примерно в 15 км к СЗ от Этыкинского массива. Образцы песчаников государевской свиты взяты в 2 км к югу от интрузии. Породы сивачинской свиты, непосредственно вмещающие интрузию, являются наиболее измененными, что проявляется в их интенсивном ороговиковании, литионитизации и топазизации. Данные петрографического и микрозондового анализа показали, что процесс литионитизации заключается в образовании циннвальдита, появлении во вмещающих породах большого количества кристаллов ромбовидного топаза и, наряду с флюоритом, редких фторидов Na, Mg, Fe, Al (селлаита, веберита).

Как показали данные химического анализа, содержание лития во вмещающих породах увеличивается по мере приближения к Этыкинской интрузии от 33 ppm для пород таменгинской свиты и 315 ppm для государевской свиты до 6100 ppm в породах сивачинской свиты. По сравнению с неизмененными породами в метасоматитах растет содержание Li до 6100 ppm, Rb до 3880 ppm, Cs до 166 ppm, в меньшей мере возрастает содержание Sn, Ta, падает концентрация W, U, Th, Sc, V.

Химический состав указывает на то, что породы, послужившие источником материала для вмещающих пород рассмотренных свит Этыкинского массива, образовались в обстановках зрелой континентальной коры (фельзитовый источник) (Bhatia, 1983).

Для оценки возраста формирования Li-содержащих роговиков, возникших по песчано-сланцевой толще сивачинской свиты, был выделен циркон. В результате проведенных методом LA-ICP-MS (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) исследований установлено, что среди обломочных цирконов в песчаниках преобладают цирконы с пиками на кривой вероятности: 483 ± 3 млн лет и 257 ± 2 млн лет, что соответствует событиям нижнеордовикского и пермского возрастов (возможно, ундинский гранит-гранодиоритовый комплекс P_1). К сожалению, были получены возрасты исключительно детритового циркона осадочных толщ, без фиксации влияния внедрения Этыкинского интрузива. Проведенные исследования показали, что циркон вмещающих пород не фиксирует ни в составе элементов-примесей (РЗЭ), ни в возрастных характеристиках какого-либо воздействия со стороны внедрившейся интрузии Li-F гранитов. Дальнейшие исследования могут быть связаны с попыткой оценить Ar-Ar-возраст собственно Li-слюд из роговиков.

Список литературы

Бескин С.М., Загорский В.Е., Кузнецова Л.Г. и др. Этыкинское редкометальное рудное поле в Восточном Забайкалье // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36, № 4. С. 310–325.

Костицын Ю.А., Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Чевычелов В.Ю. Rb-Sr изотопные свидетельства генетической общности биотитовых и Li-F гранитов на примере месторождений Спокойнинское, Орловское и Этыкинское (Восточное Забайкалье) // Геохимия. 2004. № 9. С. 940–948.

Левицкий О.Д., Аристов В.В., Константинов Р.М., Станкеев Е.А. Этыкинское оловорудное месторождение Восточного Забайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition pf sandstones // J. Geol. 1983. Vol. 91 (6). P. 611–627.

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕНЧАЮЩИХ ДОЛОМИТОВ ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ

Драздова А.В.[1, 2], Рудько С.В.[1], Шацилло А.В.[3], Латышева И.В.[1, 2], Рудько Д.В.[3], Федюкин И.В.[3]

[1] *Геологический институт РАН, annadrazd@gmail.com*
[2] *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова*
[3] *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН*

Введение. Венчающими доломитами (ВД) называют маломощный (медианная мощность 9 м) (Hoffman et al., 2011) горизонт доломитов, часто перекрывающий ледниковые отложения неопротерозоя. Литологические особенности венчающих доломитов, перекрывающих отложения неопротерозойского оледенения Марино (около 635 млн лет), по-своему уникальны (Hoffman et al., 2007). Предполагается, что слой ВД накопился синхронно на разных континентах в результате быстрого размораживания экваториальных морей после тотального оледенения. Венчающие доломиты над ледниковыми горизонтами Марино рассматривают как глобальный маркирующий горизонт, по подошве которого определена нижняя граница эдиакария (Knoll et al., 2006).

Предполагаемые механизмы и условия формирования ВД часто основаны лишь на изотопных данных, в то время как необходимая литологическая фактура для обоснования фаций отсутствует. Это, в свою очередь, служит препятствием выяснения механизма накопления этих отложений и тестирования как гипотезы их синхронного накопления, так и гипотезы тотальных оледенений. Мы проводим максимально детальное литологическое изучение венчающих доломитов на Патомском нагорье, чтобы частично восполнить этот пробел. Ниже представлены предварительные результаты этих исследований.

На Патомском нагорье и в смежных районах Сибирской платформы вскрывается один из наиболее полных разрезов венда. В основании разреза венда регионально прослеживается ледниковый горизонт, а в кровле этого горизонта слой ВД (Чумаков и др., 2013). В настоящий момент нами обнаружено 5 обнажений ВД на значительном удалении друг от друга. Это позволяет изучить ВД не только по стратиграфической вертикали, но и по латерали – в различных фациальных зонах палеобассейна.

Материалы и методы. По расположению изученные разрезы можно разделить на две группы. Первая группа включает обнажения на реках Ура и Большой Патом (баракунская свита), а вторая – на небольшом озере «Карасево» вблизи озера Ничатка, а также на реках Сень и Джелинда (кумахулахская свита). Наилучшие разрезы на реках Большой Патом (видимая мощность 5 м) и Сень (видимая мощность 1.3 м) детально опробованы и описаны, остальные разрезы обнажены плохо, для наблюдений доступны лишь первые десятки сантиметров разрезов, однако они были пригодны для опробования и изучения образцов пород в лабораторных условиях.

На оптическом микроскопе было изучено 56 шлифов. Уточнение структуры и минералогического состава включений проводилось с использованием сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) с энергодисперсионным анализом и рамановской спектроскопии. Химический многоэлементный анализ выполнялся рентгенофлуоресцентным (XRF) анализатором Olympus Vanta M.

Результаты. В ходе петрографического изучения было выделено две фации венчающих доломитов, близкие аналоги каждой из которых описаны в литературе в других районах мира: фация светло-серых – желтоватых пелоидных доломитов (1) и фация слоистых красноцветных мергелистых доломитов (2).

Фация пелоидных доломитов (1) в разрезе представляет собой светло-серые доломиты со структурами типи в нижней части разреза и тонкой параллельной или пологонаклонной слоистостью. На реке Большой Патом вскрывается неровный контакт с нижележащими диамиктитами большепатомский свиты (рис., б).

Литологические особенности ВД Патомского нагорья. Фация слоистых красноцветных мергелистых доломитов (2) в разрезе (фото И.В. Латышевой) (а), фация пелоидных доломитов (1) в разрезе (фото С.В. Рудько) (б), слоистость фации 1, параллельные николи (в), послойный пойкилитовый цемент, фация 1, скрещенные николи (г), структуры, напоминающие Girvanella, фация 1, параллельные николи (д), врастания талька в макропелоидах, фация 1, скрещенные николи (е), слоистость фации 2, параллельные николи (ж), кливаж растворения, фация 2, скрещенные николи (з)

В шлифах фация 1 характеризуется как доломит серого цвета, слоистость выражена чередованием слойков мощностью до 3–5 мм, сложенных микритовыми пелоидами (в литературе эти образования получили специальное название макропелоиды) доломитового состава размером 0.1–3 мм (рис., в), с послойным пойкилитовым кальцитовым цементом (рис., г) и слойками комковатого микритового доломита, по структуре сходного с микробиальными тромболитами.

Породы в разрезе на реке Большой Патом локально демонстрируют отличную сохранность макропелоидов, что позволяет сделать ряд важных наблюдений:

1) в одном слойке могут соседствовать макропелоиды разного размера (рис., в)

2) плохая сортировка исключает механический перенос и сортировку пелоидов под действием волн

3) макропелоиды в момент седиментации имели изометричную округлую форму и были мягкими образованиями, так как они бывают смяты на контакте друг с другом, но без признаков растворения под давлением. После попадания в осадок они быстро обызвествлялись, поскольку не испытали вертикального сжатия при уплотнении осадка.

Кроме того, в одном из шлифов с наилучшей сохранностью породы впервые в строении макропелоидов найдены структуры, напоминающие Girvanella (рис., д). Girvanella, представляющая собой кальцинированную оболочку нитевидной цианобактерии, распространена с кембрия, но в ряде публикаций сообщается о находках ее и в протерозойских отложениях (Klein et al., 1987; Bengtson et al., 2009). Прямое отнесение этих микробиолитов к Girvanella, однако, вряд ли возможно ввиду неприкрепленной и, вероятно, даже планктонной формы обитания, детали которой предстоит еще выяснить.

Микробиальное образование макропелоидных фаций при низкой гидродинамике опровергает распространенное мнение о формировании зерен макропелоидов в зоне постоянной волновой агитации (Hoffman et al., 2007). В качестве доказательства «волновой» гипотезы приводится, в частности, интерпретация типи в качестве гигантской штормовой ряби (Hoffman et al., 2007), с которой ряд авторов аргументированно не соглашаются (Noel P. James, 2001).

Также в части шлифов с разреза на реке Большой Патом встречаются произвольно ориентированные врастания талька в макропелоидах (рис., е). Образование вторичного талька по доломитам возможно при температурах 100–200 °С и участии богатого кремнеземом флюида (Wan et al., 2017). Это говорит о том, что порода проходила стадию катагенеза, о чем также свидетельствуют чешуйки биотита с низкими цветами интерференции и включения рудных минералов в них.

Фация слоистых красноцветных мергелистых доломитов (2). Аналогичные породы до недавнего времени не освещались в литературе или не рассматривались в качестве ВД, но в последних работах их относят к венчающим доломитам и подробно изучают, причем иногда такие разночтения встречаются для одних и тех же разрезов, как в случае с разрезом Дитловтоппен на Шпицбергене (Halverson et al., 2004; Fairchild et al., 2022).

В разрезе это тонкослоистые доломиты мощностью до 2 метров бордово-бежевого цвета с типи-структурами размером от первых сантиметров до 25–30 см, состоящие из зерен доломита микритовой размерности с неравномерно распределенной по разрезу алевритовой примесью. Контакт красноцветных ВД и диамиктитов в обнажениях задернован, однако между диамиктитом и доломитом наблюдается слой флювиогляциальных песчаников, а затем слабо обнаженная глина, постепенно переходящая в мергель и мергелистый доломит (рис., а).

В шлифах породы представляют собой доломит микрит-микроспаритовый, расслоенный тонкими выделениями красноцветного рудного минерала (обнаружен как магнетит, так и гематит), вблизи которых наблюдаются скопления алевритовой и редко мелкозернистой полимиктовой терригенной примеси (кварца, полевых шпатов, слюд), составляющей от 1 до 10 %, а также 1–2 % зерен пирита. Гематит распределен как слоями, так и в качестве рассеянных по шлифу мелких частиц (рис., ж). Отдельные белые слойки и пятна произвольной формы в породе практически не содержат гематита, зато часто в них наблюдается раскристаллизованный кремнезем и карбонат.

Слоистость контролирует так называемый кливаж растворения, представляющий собой параллельные первичной слоистости стилолитовые швы. Вдоль поверхностей растворения накапливается как гематит, так и терригенная примесь (рис., з). Наблюдается спаритовый кальцит, приуроченный к зонам растворения. Стилолитизация сильно изменила породу, по пологим швам сложно определить потерю объема при растворении (Koehn et al., 2016). В разрезе не наблюдается следов ритмичного изменения содержания примесей, описанного для подобных ВД (Fairchild et al., 2022; Wallace et al., 2019), что мы связываем с развитием стилолитов. Изучение породы с использованием СЭМ показало наличие гнезд кальцитового цемента.

Выводы. На юге Сибирской платформы встречены две фации венчающих доломитов, существенно отличающиеся друг от друга. Породы, представленные в этих фациях, занимают сходное стратиграфическое положение и могли формироваться либо синхронно, либо диахронно по мере трансгрессии, в случае наличия рельефа в бассейне. Для первой фации

установлено биогенное происхождение. Механизм и условия накопления отложений второй фации остаются неопределенными, однако установлено, что наблюдаемая слоистость по разрезу непригодна для изучения характеристик среды седиментации.

Работа выполнена в рамках темы госзадания ГИН РАН (FMMG-2023-0008).

Список литературы

Покровский Б.Г., Чумаков Н.М., Мележик В.А. и др. Геохимические особенности неопротерозойских «венчающих доломитов» патомского палеобассейна и проблема их генезиса // Литология и полезные ископаемые. 2010. № 6. С. 644–661.

Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Сергеев В.Н. Опорный разрез вендских отложений юга Средней Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т. 21, № 4. С. 26–36.

Шацилло А.В., Рудько С.В., Латышева И.В. и др. Изотопный состав C, O неопротерозойских до-, син- и постгляциальных карбонатов Лонгдорского поднятия и западного склона Алданского щита (юг Сибирской платформы) // Литология и полезные ископаемые. 2023. № 2. С. 140–162.

Bengtson S., Belivanova V., Rasmussen B. et al. The controversial «Cambrian» fossils of the Vindhyan are real but more than a billion years older // Proceedings of the National Academy of Sciences. 2009. Vol. 10, N 19. P. 7729–7734.

Fairchild I.J., Bao H., Windmill R.J. et al. The Marinoan cap carbonate of Svalbard: Syngenetic marine dolomite with ^{17}O-anomalous carbonate-associated sulphate // The Depositional Record. 2022. Vol. 9, N 3. P. 482–507.

Halverson G.P., Maloof A.C., Hoffman P.F. The Marinoan glaciation (Neoproterozoic) in northeast Svalbard // Basin Research. 2004. Vol. 16, N 3. P. 297–324.

Hoffman P.F., Halverson G.P., Domack E.W. Are basal Ediacaran (635 Ma) post-glacial «cap dolostones» diachronous? // Earth and Planetary Science Letters. 2007. Vol. 258, N 1–2. P. 114–131.

Hoffman P.F., Macdonald F.A., Halverson G.P. Chapter 5 Chemical sediments associated with Neoproterozoic glaciation: iron formation, cap carbonate, barite and phosphorite // Geological Society, London, Memoirs. 2011. Vol. 36 (1). P. 67–80.

James N.P., Narbonne G.M., Kyser T.K. Late Neoproterozoic cap carbonates: Mackenzie Mountains, northwestern Canada: precipitation and global glacial meltdown // Canadian Journal of Earth Sciences. 2001. Vol. 38, N 8. P. 1229–1262.

Klein C., Beukes N.J., Schopf J.W. Filamentous microfossils in the early proterozoic transvaal supergroup: their morphology, significance, and paleoenvironmental setting // Precambrian Research. 1987. Vol. 36, N 1. P. 81–94.

Knoll A., Walter M., Narbonne G. et al. The Ediacaran Period: a new addition to the geologic time scale // Lethaia. 2006. Vol. 39, N 1. P. 13–30.

Koehn D., Rood M.P., Beaudoin N. et al. A new stylolite classification scheme to estimate compaction and local permeability variations // Sedimentary Geology. 2016. Vol. 346. P. 60–71.

Toussaint R., Aharonov E., Koehn D. et al. Stylolites: A review // Journal of Structural Geology. 2018. Vol. 114. P. 163–195.

Wallace M.W., Hood A.S., Fayle J. Neoproterozoic marine dolomite hardgrounds and their relationship to cap dolomites // Precambrian Research. 2019. Vol. 328. P. 269–286.

Wan Y., Wang X., Chou I.-M. et al. An experimental study of the formation of talc through $CaMg(CO_3)_2$–SiO_2–H_2O interaction at 100–200 °C and vapor-saturation pressures // Geofluids. 2017. P. 1–14.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПЛАСТИНЫ ЛАПЛАНДСКО-КОЛЬСКОГО ОРОГЕНА: ПРИМЕР ОСТРОВОВ ПОРЬЕЙ ГУБЫ (О-ВА ОЗЕРЧАНКА И ПАЛЕНЫЙ)

Ерофеева К.Г.[1, 2], Самсонов А.В.[1, 2], Степанова А.В.[2], Ларионова Ю.О.[1], Максимов О.А.[2]

[1] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, xenin.erofeeva@ya.ru*
[2] *Институт геологии Карельского научного центра РАН*

Главным направлением исследований геологического прошлого Земли является расшифровка состава и истории формирования орогенных поясов. Эти пояса, сформированные при коллизии континентальных блоков в ходе закрытия океанических бассейнов, могут содержать в себе структурно-вещественные комплексы разных этапов всего суперконтинентального цикла, включая раскол, субдукцию, коллизию и постколлизионное растяжение. Наиболее сложными для изучения являются палеопротерозойские орогены, которые претерпели тектоническую фрагментацию в ходе более поздних суперконтинентальных циклов, частично захоронены под осадочным чехлом древних платформ и в значительной степени уничтожены эрозией. Глубокая эрозия древних орогенов затрудняет изучение аккретированных субдукционных комплексов, но дает возможность изучать особенности строения и состава глубоких уровней тектонических структур этого типа.

Классическим примером палеопротерозойских орогенов служит Лапландско-Кольский ороген (ЛКО), расположенный между архейскими блоками в восточной Фенноскандии (Daly et al., 2006). Этот ороген является фрагментом более крупной тектонической структуры, которая на северо-западе ограничена норвежскими каледонидами, на юго-востоке перекрыта осадочным чехлом Восточно-Европейской платформы (Bogdanova et al., 2016). Исследование комплексов пород ЛКО на протяжении нескольких десятилетий выявило сложное надвиговое строение ядра этого орогена, которое состоит из пакета тектонических пластин, совмещенных на коллизионной стадии (Daly et al., 2006). Вопросы внутреннего строения, состава, возраста и происхождения породных комплексов отдельных пластин обсуждались в нескольких работах (например, Балаганский, 2002; Балаганский и др., 2005) и в целом остаются слабо изученными. В нашем докладе представлены результаты изучения Кандалакша-Умбинской зоны – краевой части ядра ЛКО в зоне сочленения палеопротерозойских вулканогенно-осадочных комплексов Умбинского блока с архей-палеопротерозойскими комплексами Беломорского блока. Кандалакша-Умбинская зона вскрыта на островах и мысах Порьей Губы, рассматривается как пакет разновозрастных тектонических пластин (тектонических покровов), разделенных зонами сдвиговых деформаций с интенсивной бластомилонитизацией (например, Бушмин и др., 2007, 2009, 2020). Благодаря прекрасной обнаженности прибрежных территорий и хорошей сохранности породных комплексов этот район уже не одно десятилетие привлекает внимание исследователей в области высокобарического и высокоградного метаморфизма и метасоматических процессов (например, Бушмин и др., 2007, 2009, 2020; Азимов, Бушмин, 2009; Аранович и др., 2009, 2010; Лебедева и др., 2010, 2012). В то же время вопросу состава и возраста протолитов, слагающих эти пластины, уделено гораздо меньше внимания (Bridgwater et al., 2001; Tuisku, Huhma, 2006; Кориковский и др., 2014). Объектом наших исследований были два острова, Озерчанка и Паленый, которые находятся на расстоянии менее 0.5 км друг от друга и, согласно существующим тектоническим схемам, относятся к единой пластине «тыловой зоне меланжа» (Балаганский, 2002; Балаганский и др., 2005; Азимов, Бушмин, 2009).

На острове Озерчанка преобладают пологопадающие Bt-Amp-Px гранулито-гнейсы, содержащие множество будин, линз и линзовидных прослоев амфиболитов, и редкие субсогласные тела разгнейсованных гранитоидов (граниты-1). Все эти породы секутся жилами посттектонических гранитных пегматитов.

Гнейсы по составу отвечают андезитам и дацитам, обладают сильно фракционированными спектрами редкоземельных элементов (РЗЭ) с La/Sm_N 1.9–2.8 и Gd/Yb_N 3.4–4.0, с сильной положительной аномалией Ba, менее проявленной положительной аномалией Eu (Eu/Eu* 1.1–1.6) и отрицательной аномалией Th. Модельные возрасты T_{Nd}(DM) для пород составляют 2.70–2.83 млрд лет. Циркон из гнейсов представлен призматическими и эллипсовидными зернами с коэффициентом удлинения 1.5–2, со сглаженными ребрами и вершинами. Все зерна обладают грубым внутренним строением: содержат ядра с осцилляторной зональностью, окруженные светлыми высокоурановыми каймами размером до 80 мкм. Возраст ядер варьирует в широких пределах от 2.06 до 2.78 млрд лет с наиболее значимым пиком 2.70 млрд лет. Возраст кайм составляет ~1.90–1.94 млрд лет.

Амфиболиты по составу отвечают базальтам и имеют широкие вариации всех геохимических характеристик: MgO варьирует от 8.4 до 19.9 мас. % при умеренном содержании Al_2O_3 7.6–12.8 мас. % и повышенном – TiO_2 (от 0.5 до 1.3 мас. %). Микроэлементный состав амфиболитов также имеет очень широкие вариации (Cr от 180 до 1460 г/т; Ni от 250 до 940 г/т; Zr от 42 до 80 г/т). Спектры распределения РЗЭ не однородны (La/Yb_N 3.8–10.9, La/Sm_N 1.1–1.7, Gd/Yb_N 1.1–2.7) и обладают отрицательными аномалиями U, Nb (Nb/Nb* 0.4–0.7), Zr, реже Sr.

Граниты-1 по составу отвечают гранодиоритам и имеют геохимические характеристики анорогенных гранитоидов с высокими концентрациями и сильно фракционированными спектрами РЗЭ (La/Sm_N 2.6–3.1, Gd/Yb_N 2.9–3.4), с положительными аномалиями Zr и Ti. Модельный возраст ранних гранитов T_{Nd}(DM) составляет 2.40 млрд лет.

Остров Паленый сложен разнообразными *Grt-Px-Bt*, *Grt-Px*, *Px-Bt* гранулито-гнейсами, в том числе содержащими обильную сульфидную минерализацию, с небольшим количеством меланократовых прослоев амфиболитов. В породах проявлены локальные тектонические дислокации (сдвиги, сбросы и взбросы), происходившие при участии поздних посттектонических пегматитовых жил.

Гнейсы по составу отвечают базальтам и андезитам. В метабазальтах спектры распределения РЗЭ умеренно фракционированы (La/Sm_N 1.1–1.8, Gd/Yb_N 1.1–2.4) с отрицательными аномалиями Th, менее проявленными – Zr и Ti, и положительной аномалией Sr. Спектры распределения РЗЭ в метаандезитах более обогащены всеми РЗЭ, по сравнению с метабазитами, менее фракционированы (La/Sm_N 1.6–2.0 и Gd/Yb_N 1.6–1.7) с сильными отрицательными аномалиями Th, Sr и Ti. Модельные возрасты T_{Nd}(DM) для гнейсов составляют 1.99–2.12 млрд лет. В метабазальтах циркон формирует зерна округлой и элипсовидной формы с елочной, секториальной или смазанной осцилляторной зональностью. U-Pb возраст зерен варьирует от 1860 до 1950 млн лет с пиком ~1916 млн лет. Циркон из метаандезитов обладает преимущественно коротко- и длиннопризматической формой с округлыми гранями и ребрами и однородным, реже смазанным осцилляторным внутренним строением. U-Pb возраст циркона близок к таковым в метабазальтах и варьирует от 1856 до 1967 млн лет с пиком в области ~1950 млн лет.

Полученные данные по породным комплексам двух пространственно-сближенных островов демонстрируют контрастные различия их состава и возраста. Это указывает на более сложное, чем было предложено ранее, строение ядра Лапландско-Кольского орогена, расшифровка состава и истории формирования которого требует дополнительных детальных вещественных и геохронологических исследований.

Благодарности. Геологический материал собран на территории Кандалакшского государственного природного заповедника при большой помощи его руководства и сотрудников.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РНФ 23-17-00260.

Список литературы

Азимов П.Я., Бушмин С.А. P-T история высокотемпературного/высокобарного (HT/HP) гранулитового метаморфизма, сопряженного с надвигообразованием в зоне сочленения Порьегубского и Умбинского блоков Лапландского гранулитового пояса (северо-восток Балтийского щита) // ДАН. 2009. Т. 425, № 3. С. 367–371.

Аранович Л.Я., Бортников Н.С., Бушмин С.А. и др. Флюидные потоки в региональных зонах деформаций // Петрология. 2009. Т. 17, № 4. С. 415–436.

Аранович Л.Я., Дубинина Е.О., Авдеенко А.С. и др. Изотопный состав кислорода сосуществующих минералов силлиманит-гиперстеновых пород Порьей Губы: свидетельства участия флюида в метаморфизме гранулитовой фации // Геохимия. 2010. № 8. С. 787–800.

Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое: Автореф. дис. … докт. геол.-минер. наук. СПб, 2002. 32 с.

Балаганский В.В., Каулина Т.В., Кислицын Р.В. Колвицкий меланж и Умбинский террейн как новый тип структур палеопротерозоя северо-востока Балтийского щита // Материалы Международного (X Всероссийского) петрографического совещания (г. Апатиты, 20–22 июня 2005 г.). Т. 3. Апатиты: Кольский научный центр РАН, 2005. С. 39–41.

Бушмин С.А., Вапник Е.А., Иванов М.В. и др. Флюиды гранулитов высоких давлений // Петрология. 2020. Т. 28, № 1. С. 23–54.

Бушмин С.А., Глебовицкий В.А., Савва Е.В. и др. Возраст высокобарического метасоматоза в зонах сдвиговых деформаций при коллизионном метаморфизме в Лапландском гранулитовом поясе: U-Pb-SHRIMP-II-датирование цирконов из силлиманит-гиперстеновых пород Порьегубского покрова // ДАН. 2009. Т. 428, № 6. С. 792–796.

Бушмин С.А., Доливо-Добровольский Д.В., Лебедева Ю.М. Инфильтрационный метасоматоз в условиях гранулитовой фации высоких давлений (на примере ортопироксен-силлиманитовых пород сдвиговых зон Лапландского гранулитового пояса) // ДАН. 2007. Т. 412, № 3. С. 383–387.

Кориковский С.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст протолита метаморфических пород юго-восточной части Лапландского гранулитового пояса (юг Кольского полуострова): корреляции с Беломорским подвижным поясом в связи с проблемой Архейских эклогитов // Петрология. 2014. Т. 22, № 2. С. 107–125.

Лебедева Ю.М., Глебовицкий В.А., Бушмин С.А. и др. Возраст высокобарического метасоматоза в зонах сдвиговых деформаций при коллизионном метаморфизме в Лапландском гранулитовом поясе: Sm-Nd метод датирования парагенезисов из силлиманит-ортопироксеновых пород Порьегубского покрова // ДАН. 2010. Т. 432, № 1. С. 99–102.

Лебедева Ю.М., Бушмин С.А., Глебовицкий В.А. Термодинамические условия метасоматоза в высокотемпературных и высокобарических зонах сдвиговых деформаций (Кандалакшско-Умбинская зона, Кольский полуостров) // ДАН. 2012. Т. 445, № 2. С. 191–195.

Bogdanova S.V., Gorbatschev R., Garetsky R.G. EUROPE | East European Craton. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Elsevier, 2016.

Bridgwater D., Scott D.J., Balagansky V.V. et al. Age and provenance of Early Precambrian metasedimentary rocks in the Lapland-Kola Belt, Russia: evidence from Pb and Nd isotopic data // Terra Nova. 2001. Vol. 13. P. 32–37.

Cawood P.A., Kröner A., Collins W.J. et al. Accretionary orogens through Earth history // Geol. Soc. Spec. Publ. 2009. Vol. 318. P. 11–36.

Chetty T.R.K., Wilbert Kehelpannala K.V. Atlas of deformed and metamorphosed rocks from proterozoic orogens. Elsevier, 2022. 418 p.

Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J. et al. The Lapland–Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // Gee D.G., Stephenson R.A. (eds.). European lithosphere dynamics. Geological Society, London. Memoirs. 2006. Vol. 32. P. 579–598.

Lahtinen R., Garde A.A., Melezhik V.A. Paleoproterozoic evolution of Fennoscandia and Greenland // Episodes. 2008. Vol. 31. P. 20–28.

Moores E.M., Twiss R.J. Tectonics. New York: W.H. Freeman and Company, 1995. 415 p.

Tuisku P., Huhma H. Evolution of migmatitic granulite complexes: implications from Lapland Granulite Belt, Part II: isotopic dating // Bulletin of the Geological Society of Finland. 2006. Vol. 78. P. 143–175.

МИНЕРАЛЫ НАДГРУППЫ ШПИНЕЛИ В ПОРОДАХ КОНТОЗЕРСКОГО КОМПЛЕКСА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Забавчик Н.И., Михайлова Ю.А., Пахомовский Я.А.

Геологический институт, ФИЦ Кольский научный центр РАН, n.zabavchik@ksc.ru

Введение. Контозерский вулкано-плутонический комплекс, входящий в состав Кольской щелочной провинции (Arzamastsev et al., 2001), расположен на северо-востоке Кольского полуострова. Геологическое строение комплекса изучено подробно (Кириченко, 1970; Сапрыкина и др., 1978), однако количество работ, посвященных минералогии этого объекта, невелико (Арзамасцев и др., 1998; Петровский, Савченко, 2014; Петровский, 2016; Kozlov et al., 2020). Так, к настоящему времени в породах комплекса был известен только один представитель надгруппы шпинели (шпинелидов) – магнетит. Он описан многими исследователями как типичный акцессорный, а иногда и породообразующий минерал. Наши исследования выявили гораздо большее разнообразие шпинелидов в породах комплекса: кроме магнетита здесь установлены ульвошпинель, хромит, магнезиоферрит, маггемит и титаномаггемит. В работе приведены данные о химическом составе, морфологии и ассоциациях перечисленных минералов. Названия минералов даны в соответствии с современной номенклатурой (Bosi et al., 2019).

Краткая геологическая характеристика. В строении Контозерского комплекса участвуют как эффузивные, так и интрузивные породы. Основной объем занимают осадочные, пирокластические и эффузивные породы, заполняющие округлую кальдеру диаметром около 8 км. Полный разрез этих пород разделяют на три толщи: нижнюю терригенно-вулканогенную, среднюю вулканогенную и верхнюю карбонатно-терригенную. Терригенно-вулканогенная толща сложена авгититами, чередующимися с авгититовыми туфами, туффитами, туфопесчаниками, алевролитами и аргиллитами. Ее мощность составляет 600–750 метров. Вулканогенная толща, мощностью 700–900 метров, представлена нефелиновыми базальтами, (нефелин)-мелилитовыми базальтами, мелилититами, меланефелинитами, нефелинитами, (эвдиалитовыми) фонолитами, а также туфами этих пород. Самая верхняя, карбонатно-терригенная (или карбонатитовая) толща, мощностью около 1000 метров, сложена карбонатитовыми лавами, их туфами, туффитами, туфобрекчиями, карбонатными песчаниками, алевролитами, известняками и доломитами. Интрузивные породы располагаются по периферии кальдеры, на границе с вмещающими гнейсами: тела пироксенитов расположены в северной и юго-восточной частях, а полоса нефелиновых и щелочных сиенитов шириной от 400 до 700 метров обрамляет кальдеру с северо-запада. В центральной части кальдеры находится штокообразное субвулканическое тело, сложенное пикритовыми порфиритами, карбонатитами, камафоритами, а также автобрекчиями карбонатитов и метасоматитами.

Материалы и методы. Материалом для исследования послужил керн скважин № 6 и 7, пробуренных Ловозерской ГРП в 1970–1977 гг., а также 43 образца пород, собранных авторами в период полевых работ 2022 г. Изучение химического состава минералов и их взаимоотношений выполнено на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) LEO-1450, оснащенном рентгеновской энергодисперсионной системой AZtec с детектором ULTIM MAX 100 (ГИ КНЦ РАН) при следующих параметрах: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток электронного зонда 1.5–2.0 нА. Рентгеноструктурные исследования минералов выполнены фотометодом на приборе УРС-55, камера РКД 114.6 мм, 40 kV, 15 mA, Fe-излучение (ГИ КНЦ РАН). Диагностика минералов методом спектроскопии комбинационного рассеяния выполнена на спектрометре EnSpectr R532, совмещенном с оптическим микроскопом Olympus BX-43 (ГоИ КНЦ

РАН), мощность лазера (с длиной волны 532 нм): 18 мВт, спектральное разрешение: 5–8 см$^{-1}$, объектив микроскопа: 20× (NA 0.4), время экспозиции: 500 мс, число повторений: 20, диаметр лазерного луча: 2 мкм.

Результаты. В породах Контозерского комплекса установлено шесть минералов надгруппы шпинели: магнетит, хромит, ульвошпинель, магнезиоферрит, маггемит и титаномаггемит.

Магнетит – наиболее широко распространенный минерал изученной надгруппы. В авгититах он представлен мелкими (до 30 мкм в поперечнике) зернами кубического облика, также отмечаются выделения неправильной формы. Более крупные ксеноморфные выделения магнетита (до 1 мм в поперечнике) часто зональны по химическому составу: центральная часть обогащена хромом, а краевая – титаном (рис. 1, а). В центральных частях таких зональных зерен нередко встречаются включения диопсида и серпентина (рис. 1, а). В авгититах также обнаружены зональные сегрегации, где магнетит окружен перовскитом, титанитом и андрадитом (рис. 1, б).

В базальтах магнетит представлен мельчайшими выделениями, рассеянными в основной массе породы, но в то же время присутствуют и крупные кристаллы до 0.5 мм в поперечнике с ламелями ильменита. В нефелиновых сиенитах магнетит – акцессорный минерал, для карбонатитовых туфов характерны скелетные формы кристаллов, центральная часть которых обогащена хромом. Часто в карбонатитовых и силикатно-карбонатитовых туфах магнетит сохраняется лишь в центральной части зерна, по краям он замещен маггемитом.

Химический состав магнетита варьирует в широких пределах. В основном эти изменения отражаются в степени обогащения хромом, когда состав становится пограничным с хромитом, а также титаном либо же обоими этими компонентами. Например, состав обогащенного хромом, а также магнием и титаном магнетита (мас. %): TiO_2 6.67, Al_2O_3 4.82, Cr_2O_3 24.72, FeO 52.89, MgO 8.91, NiO 0.21, сумма 98.22 соответствует формуле $(Fe^{3+}_{0.80}Fe^{2+}_{0.71}Cr_{0.67}Mg_{0.45}Al_{0.19}Ti_{0.17}Ni_{0.01})_{3.00}O_4$.

Рис. 1. Магнетит в породах Контозерского комплекса:

а – зональное выделение магнетита (Mag) в авгитите, содержащее включения диопсида (Di) и серпентина в центральной части (обр. КТ-28/2); б – магнетит, окруженный перовскитом (Prv), титанитом (Ttn) и андрадитом (Adr) в авгитите (обр. КТ-33/1А). Mag(Cr) – магнетит, обогащенный хромом; Mag(Ti) – магнетит, обогащенный титаном; Nph – нефелин; Phl – флогопит; Tmgh – титаномаггемит. Изображения в обратно-рассеянных электронах

Маггемит и титаномаггемит. Маггемит (рис. 2, а) – второй по распространенности минерал из надгруппы шпинели, он развивается по магнетиту. Минеральный вид был подтвержден оптическими исследованиями: в отраженном свете минерал изотропен, цвет – светло-серый с голубоватым оттенком, по отражению близок к магнетиту. Также маггемит подтвержден методом порошковой рентгенографии: минерал относится к надгруппе шпинели и его межплоскостные расстояния (*d*, Å) соответствуют маггемиту: 2.958 (35), 2.518 (100), 2.089 (16), 1.704 (10), 1.607 (24), 1.476 (34). Титаномаггемит (рис. 2, б) менее распространен, чем маггемит, диагностирован по химическому составу и оптическим характеристикам. Для маггемита и титаномаггемита характерно наличие многочисленных пор и мельчайших ветвящихся трещин, заполненных разнообразными карбонатами – кальцитом, доломитом, анкеритом, сидеритом. Маггемит часто образует каймы вокруг магнетита, однако титаномаггемит всегда встречается самостоятельно. Репрезентативный анализ маггемита из карбонатитового туфа (мас. %): SiO_2 1.16, TiO_2 7.21, Al_2O_3 1.33, V_2O_3 0.28, Fe_2O_3 84.66, MnO 2.40, MgO 3.34, CaO 0.16, сумма 100.54 соответствует формуле $(Fe^{3+}_{2.15}Ti_{0.18}Mg_{0.17}Mn_{0.07}Al_{0.05}Si_{0.04}V_{0.01}Ca_{0.01}\square_{0.32})_{3.00}O_4$ (□ – вакансия). Состав титаномаггемита из карбонатитового туфа (мас.%): SiO_2 2.77, TiO_2 13.69, Al_2O_3 0.94, Cr_2O_3 0.47, V_2O_3 0.25, Fe_2O_3 82.45, MgO 0.24, сумма 100.80 соответствует формуле $(Fe^{3+}_{2.03}Ti_{0.34}Si_{0.09}Al_{0.04}Mg_{0.01}V_{0.01}Cr_{0.01}\square_{0.47})_{3.00}O_4$.

Рис. 2. Маггемит и титаномаггемит в породах Контозерского комплекса:

а – маггемит (Mgh), развивающийся по магнетиту (Mag) в карбонатитовом туфе (обр. КТ-6/5); б – зерно титаномаггемита (Tmgh) с включениями анатаза (Ant), доломита (Dol), сидерита (Sd) и халькопирита (Ccp) в силикатно-карбонатитовом туфе (обр. КТ-32/1). Di – диопсид; Phl – флогопит. Изображения в обратно-рассеянных электронах

Ульвошпинель – относительно редкий минерал изученных пород. Обнаружен в образце авгитита, где представлен мелкими (до 60 мкм в поперечнике) ксеноморфными кристаллами, иногда скелетными. Отмечаются также каймы ульвошпинели вокруг обогащенного хромом магнетита (рис. 3, а). Репрезентативный химический состав минерала (мас. %): TiO_2 19.74, Al_2O_3 2.74, Cr_2O_3 2.56, V_2O_3 0.45, FeO 67.56, MnO 1.92, MgO 1.37, CaO 0.10, NiO 0.30, сумма 96.74 соответствует формуле $(Fe^{2+}_{1.40}Fe^{3+}_{0.69}Ti_{0.55}Al_{0.12}Cr_{0.08}Mg_{0.08}Mn_{0.06}Ni_{0.01}V_{0.01})_{3.00}O_4$.

Хромит является малораспространенным минералом. В авгититах он представлен в виде включений мелких кристаллов (до 50 мкм в поперечнике) в оливине. Кроме того, минерал присутствует в туфах, где слагает центральную часть зерен, окруженную магнетитом (рис. 3, б). Состав минерала широко варьирует, в качестве примесей постоянно присутствует

титан (до 6.43 мас. % TiO_2), алюминий (до 6.99 мас. % Al_2O_3) и магний (до 10.88 мас. % MgO), а также никель (до 0.36 мас. % NiO). Репрезентативный анализ хромита из авгитита (мас. %): TiO_2 6.34, Al_2O_3 5.48, Cr_2O_3 39.08, FeO 39.71, MgO 9.27, NiO 0.24, сумма 100.12 соответствует формуле $(Cr_{1.04}Fe^{2+}_{0.69}Fe^{3+}_{0.42}Mg_{0.46}Al_{0.22}Ti_{0.16}Ni_{0.01})_{3.00}O_4$.

Рис. 3. Ульвошпинель и хромит в породах Контозерского комплекса:

а – кайма ульвошпинели (Uspl) вокруг обогащенного хромом магнетита {Mag(Cr)} в авгитите (обр. КТ-30/1); б – хромит (Chr), окруженный каймой магнетита (Mag) в силикатно-карбонатном туфе (обр. КНТ-51а/07). Aeg – эгирин; Ant – анатаз; Cal – кальцит; Di – диопсид; Dol – доломит; Phl – флогопит. Изображения в обратно-рассеянных электронах

Магнезиоферрит – самый редкий минерал из надгруппы шпинели. Обнаружено всего два мелких (40 и 60 мкм в поперечнике) зерна в силикатно-карбонатитовых туфах. Одно из зерен содержит значительную примесь TiO_2 и Cr_2O_3 и его химический состав (мас. %): SiO_2 0.26, TiO_2 11.84, Al_2O_3 4.21, Cr_2O_3 16.47, FeO 49.10, MgO 15.02, CaO 0.08, NiO 0.89, сумма 97.87 соответствует формуле $(Fe^{3+}_{0.81}Mg_{0.73}Fe^{2+}_{0.54}Cr_{0.43}Ti_{0.29}Al_{0.16}Ni_{0.02}Si_{0.01})_{3.00}O_4$. Во втором зерне содержание примесей невелико и его состав (мас. %): TiO_2 2.06, Al_2O_3 2.07, Cr_2O_3 4.70, FeO 62.71, MnO 0.98, MgO 20.37, CaO 0.36, NiO 0.41, сумма 93.66 отвечает формуле $(Fe^{3+}_{1.70}Mg_{0.99}Cr_{0.12}Al_{0.08}Ti_{0.05}Mn_{0.03}Ni_{0.01}Ca_{0.01}Fe^{2+}_{0.01})_{3.00}O_4$.

Заключение. В породах Контозерского комплекса установлено шесть минеральных видов из надгруппы шпинели, пять из них выявлены впервые. Самым редким минералом является магнезиоферрит, далее в порядке увеличения распространенности следуют ульвошпинель, хромит, титаномаггемит, маггемит, магнетит.

Исследование выполнено в рамках темы FMEZ-2024-0008 и при поддержке проекта РНФ № 21-47-09010.

Список литературы

Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Беляцкий Б.В. Щелочной вулканизм инициального этапа палеозойской тектоно-магматической активизации северо-востока Фенноскандии: геохимические особенности и петрологические следствия // Петрология. 1998. Т. 6, № 3. С. 316–336.

Булах А.Г., Золотарёв А.А., Кривовичев В.Г. Структура, изоморфизм, формулы, классификация минералов. СПб: СПбГУ, 2014. 131 с.

Кириченко Л.А. Контозерская серия каменноугольных пород на Кольском полуострове. Л.: Недра, 1970. 110 с.

Петровский М.Н. Ультращелочные эвдиалитовые фонолиты Контозерского карбонатитового палеовулкана (Кольский полуостров): Геология, минералогия и геохимия // Вестник Кольского научного центра РАН. 2016. № 3 (26). С. 27–43.

Петровский М.Н., Савченко Е.Э. Ксеногенный материал в эвдиалитовых фонолитах Контозерского карбонатитового палеовулкана // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2014. № 11. С. 164–168.

Сапрыкина Л.Г., Пантелеймонов В.М., Подурушин В.Ф., Терешков В.Г. Отчет о поисковых работах на апатит и бурении в Контозерской впадине в 1970–1977 гг. / Мурманская ГРЭ, Ловозерская ГРП; рук. Сапрыкина Л.Г.; исполн.: Пантелеймонов В.М., Подурушин В.Ф., Терешков В.Г. Апатиты, 1978.

Arzamastsev A.A. et al. Kola alkaline province in the Paleozoic: evaluation of primary mantle magma composition and magma generation conditions // Russian Journal of Earth Sciences. 2001. Vol. 3, N 1. P. 1–32.

Bosi F., Biagioni C., Pasero M. Nomenclature and classification of the spinel supergroup // European Journal of Mineralogy. 2019. Vol. 31, N 1. P. 183–192.

Kozlov E., Fomina E., Khvorov P. Factor analysis of XRF and XRPD data on the example of the rocks of the Kontozero carbonatite complex (NW Russia). Part II: Geological interpretation // Crystals. 2020. Vol. 10, N 10. P. 873.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ КАРЕЛИИ ЗА ПЕРИОД 2000–2023 гг.

Зуева И.А., Лукина М.Д., Родионов Г.Н.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, ek92wa@mail.ru

Сейсмический мониторинг на территории Карелии производится с 2000 г. Сейсмическая сеть Карелии состоит из 5 станций, оснащенных цифровым оборудованием. В статье (Зуева, Лебедев, 2017) представлены основные сведения о сейсмических станциях. Расчет основных параметров событий производится в программе ELRESS с использованием скоростной модели BARENTS (Асминг, 2004). Составлен сводный каталог землетрясений по данным Карельской и Финской сейсмических сетей за 2000–2023 гг. Выявлено, что очаги землетрясений расположены в северной части Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса. Сводный каталог включает в себя 75 событий природного происхождения с магнитудами от 0.5–3.2 (Зуева, 2023). Например, самые сильные землетрясения за данный период произошли 22.10.2001 с магнитудой 3.2 и 6.12.2002 с магнитудой 3.1 в Лоухском районе. 19 февраля 2001 г. землетрясение произошло в районе оз. Паанаярви на глубине 10 км с магнитудой 1.9. В 2015 г. зарегистрированы землетрясения с магнитудами 1.9 и 2.4 в Лоухском районе. Два землетрясения отмечены в районе Белого моря. В районе г. Костомукши зарегистрированы природно-техногенные землетрясения. Эпицентры землетрясений находились в районе карьера «Центральный». Землетрясения происходят в земной коре на глубине 0–35 км (Зуева, 2023). На рисунке представлена запись землетрясения в Калевальском районе, которое произошло 29.12.2018 на глубине 34.5 км с магнитудой 1.6. Эпицентр землетрясения располагался в точке с координатами 65.18° с. ш. и 31.84° в. д.

Землетрясение 29.12.2018 в Калевальском районе

Наличие высокочувствительной аппаратуры сейсмической сети Финляндии позволяет регистрировать землетрясения на территории Карелии с магнитудами меньше 1. 11 октября 2012 г. в 15:00:48.9 (UTC) на глубине 26.3 км было зафиксировано землетрясение с координатами 65.823° с. ш., 30.342° в. д. и ML = 0.5, а 25 февраля 2014 г. в 18:53:06.6 (UTC) на глубине 10 км землетрясение с координатами 65.965° с. ш., 31.373° в. д. и ML = 0.6.

В целом период 2000–2024 гг. характеризуется слабой сейсмической активностью для территории Республики Карелия.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-10002, https://rscf.ru/project/23-27-10002/, Фонда венчурных инвестиций Республики Карелия.

Список литературы

Асминг В.Э. Создание программного комплекса для автоматизации детектирования, локации и интерпретации сейсмических событий и его использование для изучения сейсмичности Северо-Западного региона: Автореф. дис. … канд. физ.-мат. наук: 25.00.10. М., 2004. 24 с.

Зуева И.А. Идентификация сейсмических событий на территории Карелии: Автореф. дис. … канд. физ.-мат. наук: 1.6.9. М., 2023. 24 с.

Зуева И.А., Лебедев А.А. Характерные черты сейсмических записей промышленных взрывов на Костомукшском железорудном месторождении по данным станции Карельской сети // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2017. № 2. С. 133–141.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ^{137}Cs, ^{40}K, ^{226}Ra, ^{232}Th В ПОЧВАХ ГОРОДА МОНЧЕГОРСКА (МУРМАНСКАЯ ОБЛАСТЬ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Игловский С.А., Яковлев Е.Ю., Баженов А.В.

Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики имени академика РАН Н.П. Лавёрова Уральского отделения РАН, iglovskys@mail.ru

Важнейшими источниками антропогенной радиоактивности для территории г. Мончегорска являются: стратосферные выпадения в результате атмосферных ядерных испытаний, локальные выпадения в результате испытаний на ядерном полигоне архипелага Новая Земля. Исследования предыдущих лет (Романович и др., 2006; Kuzmenkova, Vorobyova, 2015; Воробьева и др., 2017; Никанов и др., 2019; Мелентьев, 2021) не определили повышенных значений естественной и техногенной радиоактивности в почвах Мурманской области. Удельная активность техногенного ^{137}Cs в верхнем слое почв изменяется от 3 до 60 Бк/ кг (Воробьева и др., 2017). Кольский полуостров является местом, потенциально опасным для загрязнения радионуклидами (рис. 1) в результате воздушного переноса (Романович и др., 2006; Kuzmenkova, Vorobyova, 2015; Никанов и др., 2019; Мелентьев, 2021). Загрязнение почв ^{137}Cs соответствует уровню мирового фона, и ранее «существенных участков со следами выпадения радиоактивных осадков после аварии на Чернобыльской АЭС не выявлено» (Никанов и др., 2019). Поскольку подавляющая часть населения Арктики проживает в городах, а данных о пространственном распределении удельной радиоактивности городских почв в черте городов недостаточно, представляется необходимым изучение их состава как компонента окружающей среды человека. Значительная часть города размещена на ровной территории, на отметках от 120 до 130 м н.у.м. Подножие горы Нюд представляет собой равнинную, наклонную к оз. Монче-губа территорию. Территория города занимает 36.5 км^2 (Правила землепользования…, 2024). Четвертичные отложения образованы ледниковыми, флювиогляциальными, озерно-ледниковыми и послеледниковыми образованиями. К площадям с техногенным ландшафтом относится ОАО «Комбинат Североникель Н-1». Морена залегает повсеместно непосредственно на коренных породах. В ее разрезе в пределах Мончегорска встречены супесь; гравелистые, разнозернистые, реже пылеватые пески; суглинок с прослоями пылеватых песков; галечниковые и щебенистые образования. Болотные отложения отмечаются на озерных террасах, в котловинах и других понижениях между холмами и грядами и на склонах и развиты на побережье оз. Нюдъявр.

Материалы и методы. Летом 2018 г. авторами исследована удельная радиоактивность почв на территории Мончегорска. На предварительном этапе выбирались зоны в соответствии с типом застройки, а также определены точки отбора проб почвы. В ходе экспедиционных работ было отобрано 58 проб во всех районах, 14 подфакельных проб почвы за чертой города, сильно подверженных техногенному воздействию ОАО «Комбинат Североникель Н-1», из пятисантиметрового поверхностного слоя почв (рис. 1). Пробы почвы высушивались при температуре 105 °С в сушильном шкафу. При проведении гамма-спектрометрических измерений радионуклиды ^{137}Cs, ^{226}Ra, ^{232}Th и ^{40}K определялись на низкофоновом полупроводниковом гамма-спектрометре ORTEC (США) на базе коаксиального германиевого детектора GEM10P4-70 высокой чистоты (HPGe) с процессором импульсных сигналов SBS-75 и программного обеспечения Гамма-про (Ortec…, 2008). Минимальная обнаруживаемая активность при времени воздействия t = 12 с в геометрии Маринелли для детектора GEM10P4–70 0 составила 0.3 Бк для ^{226}Ra, 15 Бк для ^{40}K, 0.1 Бк для ^{137}Cs и 0.2 Бк для ^{232}Th (Yakovlev et al., 2023). Фракционный состав определялся с помощью просеивающей машины AS200 (Retsch, Германия) с набором сит от 45 мкм до 2 мм. Автомобильные гамма-спектрометрические исследования выполнялись с использованием мобильного сцинтилляционного гамма-

спектрометрического комплекса RS-700 (Канада), который имеет цифровой спектрометр с разрешением (1024 канала), позволяющий выполнять измерения общей радиоактивности местности через скорость счета в секунду. Измерения выполнялись на высоте 1.7 м над поверхностью земли. Спектрометр размещали в багажнике автомобиля. В общей сложности при гамма-спектрометрической съемке было обработано 370 точек измерений (рис. 2). Точность привязки составляла ±1–1.5 м (Мобильная система радиометрического контроля RS-700) (Мобильная система…, 2019).

Рис. 1. Радиационно-опасные объекты на территории Кольского п-ова (A) и точки отбора образцов (B) на фрагменте картосхемы функционального зонирования (Правила землепользования…, 2024), включая зоны застройки:

1 – малоэтажной жилой, 2 – многоэтажными многоквартирными домами, 3 – жилой центра города, 4 – торговых объектов, 5 – учреждений здравоохранения; 6 – парков и скверов, 7 – городских лесов, лесопарков, 8 – объектов спорта, 9 – производственно-коммунальной, 10 – объектов инженерного обеспечения и точки отбора почвы на подфакельных территориях (C) в г. Мончегорске в 2018 г. на фрагменте космоснимка Google. Пространственное распределение удельной активности цезия ^{137}Cs (D) и естественных радионуклидов в почвах города (Бк/кг): ^{232}Th (E), ^{40}K (F) и ^{226}Ra (G)

Результаты исследования и их обсуждение. В Мончегорске широкое распространение получили урбиквазиземы с горизонтом «урбик» – зоной аккумуляции и биогенной трансформации органо-минерального и искусственного материала, который сформировался синлитогенно под влиянием хозяйственной деятельности человека. В этом слое содержится не менее 10 % антропогенных включений. Реплантоземы формируются на газонах в кварталах с каменной мало- и многоэтажной застройкой. Хорошо сформировавшийся почвенный профиль отмечается под древесной и кустарниковой растительностью в парковых и лесных зонах (Игловский и др., 2023а–в).

В зоны застройки домами малой этажности попадают точки отбора почв – 6, 7, 61, 62; многоэтажными многоквартирными домами – 1–5, 8–16, 19, 23–28, 31–35, 43–45, 48, 49, 51–53, 55, 56, 60, 68, 69; центра города – 24, 25, 32, 35; торговых объектов – 50, 57; учреждений здравоохранения – 65; парков и скверов – 17, 66; городских лесов, лесопарков – 20, 22, 23, 54; объектов спорта – 21, производственно-коммунальной сферы – 16–18, 29, 38–41, 64, 67; объектов инженерного обеспечения – 36–38, 59 (рис. 1). Максимальное значение удельной активности радионуклидов в пробах городских почв (58 проб) составило – ^{137}Cs – 31.3, ^{226}Ra – 14.2, ^{232}Th – 18.3, ^{40}K – 498 Бк/кг. Среднее значение удельной активности ^{137}Cs, ^{226}Ra и ^{232}Th в зоне влияния ОАО «Комбинат Североникель Н-1» было выше в то время, когда удельная активность ^{40}K в пробах городских почв была ниже. Наибольшие значения удельной активности ^{137}Cs характерны для почв парков, елово-березовых лесопарков, расположенных вдоль Ленинградской набережной (т. 17 и 20) недалеко от детского экологического парка, и в южной части города в почвах в пределах застройки многоэтажными панельными домами (т. 1). Предполагаем, что древесные насаждения могут выступать здесь в роли «фильтра», улавливая пыль воздуха и повышая концентрацию загрязняющих веществ в почве за счет опада листьев. Значения активности ^{137}Cs до 20 Бк/кг выявлены в почвах центральной и южной частей города в пределах застройки мало- и многоэтажными многоквартирными жилыми домами (точки 5, 6, 22, 24, 32, 33, 35, 40, 50, 54, 56, 60, 61).

Распределение удельной активности естественных радионуклидов в почвах различных функциональных зон планировочной структуры г. Мончегорска имеет равномерный характер, причем распределение ^{232}Th, как и ^{226}Ra, имеет схожий характер (рис. 1). Максимальные значения удельной активности ^{40}K определены в почвах березового и ивового леса вблизи пересечения пр. Ленина и ул. Комарова на берегу р. Нюдай (т. 67), где отмечены также высокие значения удельной активности ^{232}Th и ^{226}Ra. Значения удельной активности ^{40}K от 40 до 200 Бк/кг выявлены в почвах западной части в производственно-коммунальной зоне (т. 38–40, 58), а также в почвах застройки мало- и многоэтажными жилыми домами в центре (т. 31, 32, 35, 36, 48, 49, 60, 64), в восточной части, непосредственно примыкающей к оз. Монча-губа (т. 14, 17, 20, 26, 28), и в южной части города (т. 5, 6, 11, 61). Низкие значения удельной активности ^{40}K (менее 40 Бк/кг) определены в почвах у озера (т. 41) и привокзального шоссе (т. 57) и в юго-западной части города в пределах многоэтажной панельной застройки вблизи оз. Нюдъявр (т. 1, 3). В почвах березового и ивового леса вблизи пересечения пр. Ленина и ул. Комарова на берегу р. Нюдай (т. 67), на привокзальном шоссе (т. 1, 38), частного деревянного сектора (т. 39), панельной застройки окрестностей морга (т. 65), ЗАГСа, центрального парка (т. 50, 66), на пересечении ул. Нюдовской и Новопроложенной на участке малоэтажной застройки (т. 51) отмечено максимальное значение удельной активности ^{226}Ra. На остальной территории города значения удельной активности ^{226}Ra в почвах было менее 10 Бк/кг. В почвах березового и ивового леса вблизи пересечения пр. Ленина и ул. Комарова на берегу р. Нюдай (т. 67), в производственно-коммунальной зоне (т. 39), в районе малоэтажной кирпичной застройки (т. 33), вблизи многоэтажной панельной застройки (т. 4) удельная активность ^{232}Th, как и ^{226}Ra, максимальна. Значения ^{232}Th ниже 6 Бк/кг зафиксированы в почвах парковых и лесопарковых зон, расположенных вдоль Ленинградской набережной (т. 17, 20), и в пробах торфяных отложений у безымянного озера (т. 41) и озера Нюдъявр (т. 59).

В рамках исследований Мончегорска была проведена гамма-съемка местности с использованием мобильного гамма-спектрометра RS-700 (Мобильная система…, 2019), которая показала, что в пределах города можно выделить три локальные зоны гамма-излучения (от 0.056 до 0.074 мкЗв/ч), где, однако, не превышены средние по России значения (от 0.04 до 0.20 мкЗв/ч). Западная граница одной из этих зон расположена в районе застройки панельными многоэтажными домами в районе улиц 10 Гвардейской дивизии и Школьной. Далее центральная зона протягивается вдоль пр. Металлургов и Комсомольской улицы до пересечения с Нюдовской улицей. Северо-восточная зона значений гамма-излучения приурочена к кварталу с панельными многоэтажными домами в районе Ленинградской набережной и ул. Кирова (рис. 2).

Южная зона значений приурочена к панельным многоэтажным домам в районе улиц Грузовой и Морошковой и югу пр. Ленина. Также можно выделить две зоны гамма-излучения на востоке города с меньшими значениями (мкЗв/ч) в районе пятиэтажных панельных домов ул. Бредова и пр. Металлургов. Повышение значений гамма-излучения в Мончегорске характерно для территорий с кирпичной застройкой 70–80-х годов XX века и районов расположения малых архитектурных форм, построенных с применением гранита. В остальных частях города значения общей гамма-активности составили менее 0.05 мкЗв/ч, а в юго-восточной (Свято-вознесенский кафедральный собор) и северо-западной (район ул. Северной) частях города значения были менее 0.03 мкЗв/ч (рис. 2).

Рис. 2. Гамма-съемка территории города с использованием гамма-спектрометра RS-700; мощность дозы гамма-излучения, мкЗв/ч. Пунктиром показаны маршруты измерений мощности дозы гамма-излучения

Выводы. Полученные данные по удельной активности ^{137}Cs и естественных радионуклидов ^{232}Th, ^{226}Ra, ^{40}K в почвах г. Мончегорска не превышают ПДК, характерных для исследуемой территории. Средние значения удельной активности ^{137}Cs, ^{226}Ra и ^{232}Th в зоне влияния площадки «Североникель» на подфакельных территориях были выше, чем в городской. Для ^{137}Cs в подфакельных почвах на юго-западе от г. Мончегорска максимальное значение удельной активности достигало 63.4 Бк/кг. Удельная активность ^{40}K в пробах городских почв была ниже. Максимальное значение удельной активности ^{137}Cs в городской черте в почвах в пределах

производственно-коммунальной сферы составило 31.3 Бк/кг. Среднее значение удельной активности ^{137}Cs в почвах вблизи многоэтажных жилых домов составило 11.74 Бк/кг, производственно-коммунальной сферы – 15.44 Бк/кг, малоэтажных жилых домов – 4.55 Бк/кг, застройки делового, общественного и коммерческого назначения – 7.58 Бк/кг, объектов инженерного обеспечения – менее 3 Бк/кг. Гамма-съемка территории Мончегорска не выявила аномалии радиационного фона. Мощность дозы гамма-излучения территории города не превышает 0.074 мкЗв/час, что меньше значений по России (от 0.04 до 0.20 мкЗв/ч). Повышение значений характерно для территорий с кирпичной застройкой 70–80-х годов XX века и районов расположения малых архитектурных форм, построенных с применением гранита. Анализ радиоактивности и фракционного состава почвы выявил получение корреляции с высоким уровнем статистической значимости (с учетом p-value) между ^{226}Ra и ^{137}Cs.

Исследование выполнено при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (№ гос. регистрации 122011300333-1).

Список литературы

Воробьева Т.А., Евсеев А.В., Кузьменкова Н.В. Радиогеохимические исследования состояния ландшафтов Кольского полуострова // Арктика: экология и экономика. 2017. № 2 (26). С. 17–26.

Игловский С.А., Баженов А.В., Кряучюнас В.В. и др. Особенности пространственного распределения ^{137}Cs, ^{40}K, ^{226}Ra, ^{232}Th в почвах города Кировска (Мурманская область) // Арктика: экология и экономика. 2023а. Т. 13, № 3. С. 473–481.

Игловский С.А., Баженов А.В., Яковлев Е.Ю. Особенности пространственного распределения ^{137}Cs, ^{40}K, ^{226}Ra, ^{232}Th в почвах г. Полярные Зори (Мурманская область) // Вестник геонаук. 2023б. № 10 (346). С. 51–57.

Игловский С.А., Баженов А.В., Яковлев Е.Ю. Пространственное распределение ^{137}Cs, ^{40}K, ^{226}Ra, ^{232}Th в почвах г. Оленегорска (Мурманская область) // Почвы и окружающая среда. 2023в. Т. 6, № 4, e225.

Мелентьев Г.Б. Естественная радиоактивность редкометалльно-специализированного минерального сырья и урбанизированных территорий Карело-Кольского региона как фактор их радиоэкологической оценки // Труды Карельского научного центра РАН. 2021. № 2. С. 27–43.

Мобильная система радиометрического контроля RS-700. Получено 26 августа 2024 г. с сайта https://agtsys.ru/storage/instructions/ December2019/tPgJvmBN67MXpVzMIiOE.pdf.

Никанов А.Н., Гудков А.Б., Шелков М.В. и др. Характеристика радиационного фона арктической территории в районе расположения горно-обогатительного комплекса // Экология человека. 2019. № 5. С. 11–14.

Правила землепользования и застройки муниципального района город Мончегорск с подведомственной территорией Мурманской области, утвержденные приказом Министерства градостроительства и развития Мурманской области от 01.07.2024 № 111. Получено 26 августа 2024 г. с сайта https://monchegorsk.gov-murman.ru/vlast/administratsiya/sostav/otdel-arkhitektury-i-gradostroitelstva/deyatelnost/pravila-zemlepolzovaniya-i-zastroyki/index.php.

Kuzmenkova N., Vorobyova T. Landscape-geochemical mapping of territory in the north-west of Kola Peninsula // J. of Geochemical Exploration. 2015. N 154. P. 194–199.

Ortec Gem Series HPGe Coaxial Detector System. ORTEC Part Number 803406 Manual. Revision G. 2008.

ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЯВЛЕНИЙ РАДОНА 222 НА КАРЬЕРАХ КОНДОПОЖСКОГО И ПРИОНЕЖСКОГО РАЙОНОВ РЕСПУБЛИКИ КАРЕЛИЯ

Ильин А.М., Шмаков А.В., Семочкин Д.Р.

Петрозаводский государственный университет, andrey.m.ilin@gmail.com

Добыча нерудных полезных ископаемых, таких как щебень, в карьерах может привести к увеличению концентрации радона 222 в воздухе. Это происходит при использовании метода массовых взрывов для добычи строительного материала и производства каменных блоков. Щебень применяется в различных сферах строительства, включая дорожные работы, возведение жилых домов, обустройство территории и ландшафтный дизайн, производство плитки и другие инженерные проекты (например, строительство дамб и мостов).

Согласно Нормам радиационной безопасности (НРБ 99/2009): (СанПиН 2.6.1.2523-09) установлены предельные допустимые среднегодовые значения ЭРОА радона и его дочерних продуктов распада в воздухе жилых и общественных зданий:

– 100 Бк/м^3 в строящихся и реконструируемых зданиях, а также в зданиях, строительство которых осуществлялось после 1991 г.;

– 200 Бк/м^3 в эксплуатируемых зданиях, построенных до 1991 г.

Измерения проводились на территории карьеров «Суна» (Кондопожский район, добыча горной породы для производства щебня, метод скважинных зарядов), «Большая Уя» (Прионежский район, добыча горной породы для производства щебня, метод скважинных зарядов), «Другорецкое-2» (Прионежский район, добыча горной породы для производства блоков, шпуровой метод) (рис. 1).

Месторождение Суна сложено интрузивными породами силла заонежского габбродолеритового силлово-дайкового комплекса раннего протерозоя. В структурном отношении месторождение приурочено к восточному крылу антиклинальной структуры третьего порядка, ось которой проходит западнее участка месторождения. Крылья антиклинали сложены породами силла (мелкозернистыми диабазами, диабазовыми порфиритами, миндалекаменными диабазами, крупно-среднекристаллическими габбро и габбродиабазами), а также туфами и туффитами заонежской свиты, которые вскрыты скважинами за пределами месторождения. Падение пород восточное, углы падения 10–20°. Мощность пород силла составляет от 50 до 200 м (Кайряк, 1964; Михайлов, 1981). Тектонических нарушений, влияющих на структуру участка, в пределах месторождения Суна не установлено (Дегтярев, 2006).

Месторождение Большая Уя располагается в центральной части Западно-Онежской синеклизы, имеющей форму, близкую к овальной, и протягивающейся от г. Петрозаводска в юго-восточном направлении более чем на 160 км, при максимальной ширине 60 км. Структура имеет блоковое строение, обусловленное смещениями по зонам мощных тектонических разломов, рассекающих породы с северо-востока на юго-запад. Интрузивные образования в районе представлены интрузиями габбро-диабаза и диабаза, залегающими в виде силла в породах Шокшинской свиты. В геологическом строении месторождения принимают участие габбро-диабазы, образования нижней подсвиты шокшинской свиты картируются северо-восточнее и юго-западнее месторождения и представлены кварцитами розово-серыми, мелко-, тонкозернистыми и интрузиями. Интенсивность удельной трещиноватости по данным ранее проведенных работ составила 2.25 м/м^2 (сильнотрещиноватые породы) (Торицын, 2009).

Месторождение Другорецкое-2 также располагается в пределах Западно-Онежской синеклизы, в южной ее части. Разлом, обрамляющий месторождение с северо-запада, образует крутой склон грядообразной возвышенности над долиной р. Другая река. В геологическом аспекте месторождение Другорецкое-2 представляет собой участок силла, сложенный габбро-диабазом, видимой мощностью около 60 м (Тыркин, 2016).

Рис. 1. Обзорная карта с указанием точек наблюдения, М 1 : 500000

Измерения объемной активности (ОА) проводились на открытом пространстве методом измерительной камеры. При этом был использован измерительный комплекс «Альфарад+ АРП» (Россия) в режиме ОА-20. Экспериментальные данные были получены в соответствии с аттестованными для этих комплексов методиками. Замеры проводились до и после проведения взрывных работ.

Измерения показали изменение концентрации радона 222 в воздухе после проведения взрывных работ (табл. 1):

1. Карьер «Большая Уя» (подошва карьера) до проведения работ 7 ± 10 Бк/м^3, после проведения работ 178 ± 55 Бк/м^3;
2. Карьер «Другорецкое-2» (подошва карьера) до проведения работ 6 ± 9 Бк/м^3, после проведения работ 100 ± 39 Бк/м^3;
3. Карьер «Суна» (площадка ДСЗ) до проведения работ 917 ± 183 Бк/м^3, после проведения работ 188 ± 25 Бк/м^3.

В процессе дезинтеграции горной массы, перерабатываемой на щебень разных фракций, возможно высвобождение радона из пустот, но измерение ОА на открытом пространстве около ДСЗ может быть сильно искажено влиянием факторов атмосферы, в отличие от измерений почвенного радона.

Таблица 1. Результаты наблюдений на карьерах

Карьер	Дата/Время, 2023 г.	Расположение точки наблюдения	Объёмная активность, погрешность, Бк/м^3
Большая Уя	03.03/13:45	Бытовка до взрыва	7 ± 10
	03.03/14:20	Подошва карьера после взрыва	21 ± 15
	03.03/14:44	Площадка ДСЗ	14 ± 13
	03.03/16:30	Подошва карьера	178 ± 55
	03.03/16:35	Бытовка	0±0
Суна	07.03/6:43	Бытовка	31 ± 21
	07.03/9:42	Бытовка	32 ± 22
	07.03/	Площадка ДСЗ до взрыва	917 ± 183
	07.03/11:31	Площадка ДСЗ после взрыва	188 ± 25
	07.03/	Бытовка	77 ± 34
Другорецкое-2	12.03/	Подошва карьера до взрыва	6 ± 9
	12.03/	Бытовка	56 ± 28
	12.03/	Подошва карьера после взрыва	100±39

Полученные данные показывают наличие связи между сейсмическим воздействием на массив и изменением концентрации радона 222 в воздухе. Дальнейшие исследования требуют использования методик непрерывного наблюдения (установка на площадках наблюдения станций, оснащенных датчиками сейсмического воздействия, метеодатчиками и радиометрами объемной активности радона 222). Дополнительно нами были произведены измерения в Прионежском районе вдоль трассы А-215. В структурно-тектоническом плане территория является частью Прионежской синеклизы. В южной части синклинали разломы пересекают урановые аномалии (Ишанино, Шелтозерка, Южная Рыбрека) и рудопроявления урана (Рыбрека, Другая Река, Вехручей) (Громов и др., 1982) (рис. 2), которые являются источником радона (Бекман; Яковлев, Яковлева, 2020).

Рис. 2. Расположение разрывных нарушений в южной части Прионежского района, М 1 : 200000

разрывные геологические нарушения
проявления урана по данным геологических партий (Громов и др., 1982)

На данной территории ведется активная добыча нерудных полезных ископаемых как методом скважинных зарядов, так и шпуровым методом. Следует отметить, что во время измерений происходил капитальный ремонт федеральной трассы А-215 с отсыпкой дорожного полотна щебнем с карьера «Большая Уя». Результаты наблюдений приведены в таблице 2.

Таблица 2. Результаты наблюдений вдоль трассы А-215

№	Координаты WGS84		Дата/Время, 2023 г.	Расположение	Объёмная активность, погрешность, Бк/м^3
	с. ш.	в. д.			
1	61.24542	35.58582	17.06/11:07	Месторождение Другорецкое-2	62 ± 33
2	61.45937	35.12666	17.06/12:36	р. Яни	271409 ± 54281
3	61.70829	34.50713	17.06	Въезд в Петрозаводск	<1
4.1	61.26719	35.54186	24.06/13:30	Дорога А-215, 54 км	29344 ± 5868
4.2	—//—	—//—	04.08/13:28	—//—	<1
4.3	—//—	—//—	23.08/12:38	—//—	<1
4.4	—//—	—//—	30.09/13:54	—//—	9 ± 13
4.5	—//—	—//—	11.10/15:11	—//—	<1
5.1	61.44644	35.20294	24.06/14:41	д. Ишанино	324632 ± 64926
5.2	—//—	—//—	04.08/12:38	—//—	10 ± 14
6	61.58358	34.68251	24.06/15:05	Ерошкина Сельга	7373 ± 1494
7	61.72910	34.46999	24.06/15:29	д. Ужесельга	<1
8	61.77944	34.32627	24.06/17:01	Петрозаводск, ул. Сыктывкарская	<1
9	61.24461	35.58458	29.06/13:59	Месторождение Другорецкое-2	<1
10	61.29756	35.51273	29.06/19:32	д. Рыбрека	26502 ± 5300
11	61.42595	35.25222	29.06/19:57	д. Вехручей	18796 ± 3759
12.1	61.45751	35.01670	29.06/20:24	д. Шокша	<1
12.2	—//—	—//—	04.08/14:01	—//—	34 ± 26
12.3	—//—	—//—	23.08/12:38	—//—	<1
12.4	—//—	—//—	30.09/13:24	—//—	<1
12.5	—//—	—//—	11.10/14:41	—//—	<1
12.6	—//—	—//—	15.10/9:30	—//—	8 ± 11
13	61.49349	34.82509	29.06/20:50	ручей Вантик	1036 ± 207
14	61.54292	34.68446	29.06/21:14	п. Педасельга	7297 ± 1459
15	61.62885	34.62529	29.06/21:41	с. Деревянное	<1
16	61.25823	35.55006	30.07/07:35	д. Другая Река	66586 ± 13317
17	61.36406	35.41989	30.07/17:31	Дорога А-215 68 км	1428545 ± 285709
18	61.45175	35.08172	30.07/17:56	д. Шокша	22172 ± 4434

В ранее опубликованной статье (Ильин, Сёмочкин, 2023) были упомянуты аномально высокие значения объемной активности радона 222 в г. Петрозаводске на ул. Щербакова в частном деревянном доме на первом этаже.

Список литературы

Бекман И.Н. Радон: враг, врач и помощник: курс лекций. Лекция 4, стр. 5 [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://www.avdspb.ru/Docs/radon.pdf.

Громов Ю.А., Степанов И.В., Хасанов И.Д. и др. Отчет о результатах прогнозно-геологических работ масштаба 1 : 50 000 партии № 8 и партии № 7 на Прионежской площади в 1977 и 1981 годах (п. Чебино, 1982 г.) / Карельский филиал ФБУ «ТФГИ по Северо-Западному федеральному округу», инв. № 3297, 1982. 157 л., 7/7гр., 1 кн., 1 п.

Дегтярев Н.К. Отчет о результатах геолого-разведочных работ на месторождении диабазов Суна (строительный камень для производства щебня), выполненных в Кондопожском р-не РК в 2005–2006 гг. Петрозаводск, 2006 / Карельский филиал ФБУ «ТФГИ по Северо-Западному федеральному округу», инв. № 3396.

Ильин А.М., Сёмочкин Д.Р. Измерения радона 222 в некоторых зданиях Петрозаводска // Ресурсосберегающие технологии, материалы и конструкции: Сборник статей научно-практической конференции (15 мая 2023 г.). Петрозаводск: Петропресс, 2023. С. 44–46.

Кайряк А.И. Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 50 000, проведенных Кондопожской партией в Кондопожском и Медвежьегорском районах КАССР в 1962–1963 гг. 1964 / Карельский филиал ФБУ «ТФГИ по Северо-Западному федеральному округу», инв. № 4205.

Михайлов В.П. Отчет о результатах детальной разведки Восозерского месторождения габбро-диабазов (сырье на строительный щебень), проведенной в Кондопожском районе Карельской АССР в 1980–1981 гг. 1981 / Карельский филиал ФБУ «ТФГИ по Северо-Западному федеральному округу», инв. № 3101.

Торицын А.Н. Отчет по оценке месторождения габбро-диабазов (строительный камень для производства щебня) Большая Уя в Прионежском районе Республики Карелия (с подсчетом запасов по категории С1+С2 по состоянию на 1.11.2009 г. / Карельский филиал ФБУ «ТФГИ по Северо-Западному федеральному округу», инв. № 3776.

Тыркин А.И. Отчет о результатах доразведки Юго-Восточной площади Северного участка Другорецкого месторождения габбродолеритов (блочный камень), проведенной в Прионежском муниципальном районе Республики Карелия в 2016 г. / Карельский филиал ФБУ «ТФГИ по Северо-Западному федеральному округу», инв. № 4550.

Яковлев Г.А., Яковлева В.С. Искажение радиационного фона городской среды вследствие агрессивного влияния техносферы. 1 этап: радон и альфа-фон // Вестник КРАУНЦ. Физ.-мат. науки. 2020. Т. 32, № 3. С. 154–164. DOI: 10.26117/2079-6641-2020-32-3-154-164.

О НАХОДКАХ АТРИПИД IOWATRYPA TIMANICA (MARKOVSKY) (BRACHIOPODA) И ЭПИБИОЗЕ

Кальбова П.И.

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе», pikalbova@mail.ru

Детальное изучение эпибионтии чрезвычайно важно при комплексном изучении самых различных ископаемых донных организмов для понимания эволюции современных видов (Вайтиева и др., 2023; Семина и др., 2023).

Материалом для данного исследования послужила коллекция атрипид Iowatrypa timanica, насчитывающая 347 экземпляров и находящаяся на хранении на кафедре палеонтологии и региональной геологии МГРИ. Коллекция была собрана сотрудниками Палеонтологического Бюро на Южном Тимане на р. Ухте (урочище Сирачой) в стратотипическом разрезе сирачойской свиты (верхний фран), представленной толщей переслаивания шельфовых светлых толстоплитчатых известняков и мергелей.

Сирачойский горизонт в субрегиональной стратиграфической схеме верхнедевонских отложений Тимано-Печорской провинции подразделен на два подгоризонта и выделен в объеме нижней части конодонтовой подзоны Lower gigas, верхней части брахиоподовой зоны Nervostrophia latissima – Adolfia siratschoica и зоны Theodossia uchtensis, по остракодам верхней части зоны Schweyerina normalis – Bicornellina bolchovitinovae (Пармузина, 2005). Нижнему подгоризонту отвечает верхняя часть брахиоподовой зоны Nervostrophia latissima – Adolfia siratschoica, а верхнему – зона Theodossia uchtensis. Мелководно-шельфовый тип разреза распространен в западных, северо-западных и северных районах провинции и подразделен на три подтипа: терригенный, глинисто-терригенно-карбонатный и карбонатный. На Южном Тимане установлен мелководно-шельфовый глинисто-терригенно-карбонатный подтип разреза сирачойской свиты (Пармузина, 2005).

Сирачойские отложения представлены зарифовыми мелководно-шельфовыми фациями. В строении нижней части свиты принимают участие псаммолиты, известняки, пелитовые известняки и пелиты, ритмично чередующиеся между собой, в верхней части – доломитизированные светло-желтовато-серые известняки. Низы разреза несут следы крайнего мелководья: линзы оолитовых известняков, скопления онколитов. Суммарная мощность свиты достигает 130–250 м.

Вид Iowatrypa timanica известен из среднего и верхнего франа Южного Тимана (Республика Коми).

При детальном анализе имеющихся материалов на 112 раковинах Iowatrypa timanica были найдены различные эпибионты – микроконхиды, мшанки, брахиоподы, а также следы жизнедеятельности сверлящих организмов.

Среди микроконхид установлен один вид – Palaeoconchus cf. tenuis (Sowerby 1839). Трубки Palaeoconchus cf. tenuis обнаружены на 108 раковинах атрипид. Всего выявлено не менее 1541 трубки палеоконхусов.

В подавляющем большинстве случаев (86 %) микроконхиды покрывают обе створки раковин брахиопод. У 12 % экземпляров микроконхиды располагаются только на брюшных створках. У 2 % образцов микроконхиды выявлены только на спинных створках.

У раковин брахиопод, покрытых микроконхидами с обеих сторон, число последних на разных створках различно. У 47.3 % экземпляров число трубок на брюшной створке в разной мере больше, чем на спинной створке (в самом контрастном случае на брюшной створке наблюдалась 41 трубка, а на спинной – лишь две). У 18.4 % экземпляров число трубок на спинной створке в разной мере больше, чем на брюшной створке (в самом контрастном случае

на спинной створке наблюдалась 21 трубка, а на брюшной – лишь одна). У 33.3 % образцов число трубок на разных створках было примерно одинаковым.

В подавляющем большинстве случаев микроконхиды прикреплены на створках брахиопод хаотично в самых разных их местах. У одного экземпляра наблюдалась отчетливая гирлянда из трех одинакового размера трубок, расположенных параллельно переднему краю.

Большинство выявленных нами мшанок (16 экземпляров) предположительно относятся к роду Corynotrypa. Три экземпляра предварительно определены как род Leioclema.

Мшанки рода Corynotrypa характеризуются тонкими ветвящимися колониями, состоящими из однорядно расположенных коротких или длинных ячеек, сильно суженных в проксимальном участке.

Мшанки выявлены на 19 раковинах атрипид – на 10 брюшных и на 8 спинных створках. Приведенные цифры показывают, что мшанкам было все равно, на какой створке атрипид поселяться.

Во всех случаях на одной раковине наблюдается одна колония.

На брюшных створках мшанки наблюдались в центре раковин атрипид, у переднего края, а также у правого края раковины. На спинных створках мшанки зафиксированы в центре раковин атрипид, а также у переднего края. На одной спинной створке колония мшанок наблюдалась как в центре раковины, так и вблизи ее правого края. Кроме того, на одной спинной створке крупная (размером 15 мм) колония мшанок занимала практически всю поверхность створки. Размеры колоний мшанок рода Corynotrypa варьируют от 1.5 мм до 15.0 мм, но обычно составляют 1.6–4.0 мм. Размеры колоний мшанок рода Leioclema составляют 1.6–2.5 мм.

Форма колоний мшанок рода Corynotrypa неправильная, форма колоний мшанок рода Leioclema округлая.

На шести раковинах (двух брюшных створках и четырех спинных створках) Iowatrypa timanica были встречены очень своеобразные эпибионты. На брюшных створках они обнаружены на правом боку у края, а также примерно по центру створки недалеко от переднего края. На спинных створках эпибионты найдены в центре (два экземпляра) и на правом боку у края створок (два образца). На всех образцах найдено только по одному эпибионту.

Поселенцы представляют собой уплощенные овальные или субовальные структуры, иногда с немного приподнятыми краями, от которых в разные стороны отходят иглы, прямые или немного изогнутые. Края данных эпибионтов иногда слабо гофрированы. Общий размер эпибионтов варьирует от 1.8 до 6.5 мм, но обычно составляет 4.1–5.0 мм.

Следы сверлений обнаружены нами на 7 раковинах Iowatrypa timanica – на пяти брюшных створках (71.4 %) от общего числа экземпляров с перфорациями и на двух спинных створках (28.6 %). Ни у одного образца сверления не были обнаружены сразу на обеих створках. Указанные цифры говорят о том, что для организмов, атаковавших брахиопод, предпочтительнее были брюшные створки. Это выглядит естественно, так как у данного вида спинная створка более плоская, чем брюшная, и именно на ней взрослые особи, скорее всего, и лежали на грунте. При таком положении именно брюшная створка могла быть атакована хищниками.

Обычно сверления являются единичными. Лишь на одном образце на брюшной створке наблюдались сразу четыре перфорации, расположенные недалеко друг от друга. Всего обнаружено 10 отверстий.

Расположение перфораций различно. На большинстве брюшных створок (4 экземпляра) следы сверлений располагаются примерно в их центре. Лишь на одной брюшной створке перфорация наблюдалась непосредственно у комиссуры, разрушая передний край створки. На спинных створках сверления приближены к комиссуре. Одно из них располагается слева от макушки, а другое – недалеко от переднего края.

Следы сверлений вертикальные, неглубокие, не сужающиеся по мере углубления. Размер перфораций варьирует на брюшных створках от 0.3 до 1.0 мм; на спинных створках – 0.5–0.6 мм.

Размеры перфораций на разных створках идентичны. Несколько больший диапазон их изменения на брюшных створках объясняется бóльшим числом сверлений.

Из обнаруженных отверстий большинство являются неполными. Лишь одно из них, судя по сохранности, возможно, является сквозным, просверленным с четвертой попытки одним сверлильщиком (брюшная створка с четырьмя перфорациями). В большинстве случаев сверления представлены круглыми выемками. Лишь одно отверстие, расположенное у самого края брюшной створки, является овальным.

Можно предположить, что обнаруженные нами отверстия оставили именно хищные гастроподы, нападавшие на живых брахиопод.

Прикрепление изученных микроконхид могло быть как прижизненным, так и посмертным. В пользу прижизненного прикрепления свидетельствует расположение многих из них у самого края передней комиссуры, в том числе наличие гирлянды из трех одинакового размера трубок, расположенных параллельно лобному краю.

В пользу посмертного прикрепления говорит расположение палеоконхусов на обеих створках брахиопод, незакономерное распределение на раковинах брахиопод трубок различного размера, а также расположение у одного образца трубок на внутреннем ядре брахиоподы.

Поселение мшанок на изученных атрипидах в большинстве случаев было прижизненным.

Об этом свидетельствуют находки большинства колоний мшанок в непосредственной близости от комиссуры (некоторые колонии строго ограничены комиссурой). Прикрепление у комиссуры, рядом с входящим потоком воды, создаваемым находившимися в постоянном движении ресничками лофофора брахиоподы, обеспечивало мшанкам лучшие условия питания. Это позволяло получать кислород для дыхания.

Обнаружение единственной колонии мшанки, расположенной на передней комиссуре, однозначно свидетельствует о посмертном поселении мшанок, так как живые брахиоподы, приоткрывая створки, препятствовали переходу обрастателей со створки на створку.

На долю раковин с микроконхидами приходится 31.1 % от общего числа изученных Iowatrypa timanica, с мшанками – 5.4 %, с продуктидами – 1.7 %, со следами сверлений – 2.0 %. Эти цифры указывают на избирательность применения различными организмами атрипид в качестве субстрата и на крайне редкое использование гастроподами раковин Iowatrypa timanica в качестве пищи. Полученные цифры, в свою очередь, могут косвенно говорить и о численном составе различных беспозвоночных в палеобиоценозах.

Список литературы

Вайтиева Ю.А., Царев Р.В., Комаров В.Н. О находках эпибионтов и следов жизнедеятельности сверлильщиков на раковинах атрипид Iowatrypa timanica (Markovsky) (Brachiopoda) из сирачойской свиты (верхнефранский подъярус) Южного Тимана // Инновации. Наука. Образование. 2023. № 89. С. 41–55.

Пармузина Л.В. Строение, условия формирования верхнедевонского комплекса Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции и прогноз коллекторов: Автореф. дис. … докт. геол.-минер. наук. СПб, 2005. 52 с.

Сёмина Р.И., Вайтиева Ю.А., Комаров В.Н. О находках микроконхид на раковинах атрипид Iowatrypa timanica (Markovsky) (Brachiopoda) из сирачойской свиты (верхнефранский подъярус) Южного Тимана // Инновации. Наука. Образование. 2023. № 89. С. 56–70.

СТРОЕНИЕ ЛЕДНИКОВОЙ ГРЯДЫ ОНДОМОЗЁРСКИЕ КЕЙВЫ (ЮГ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА)

Коваленко Н.А.[1, 2], Корсакова О.П.[1, 2, 3], Вашков А.А.[1, 3], Толстобров Д.С.[1]

[1] *Геологический институт Кольского научного центра РАН, nik.kovalenko2000@gmail.com*
[2] *Мурманский арктический университет (филиал МАУ в г. Апатиты)*
[3] *ФГБУ «ВНИИОкеангеология»*

Введение. Гряда Ондомозёрские Кейвы расположена в южной части Кольского полуострова на расстоянии 28–32 км от современного берега Белого моря, с севера она ограничена депрессией с котловинами озер Верхнее Ондомозеро, Среднее Ондомозеро и Нижнее Ондомозеро, оз. Мелкое и оз. Чёрное. Это юго-западная часть более крупного образования – Терских Кейв, которое состоит из гряд Кейва I и II и тянется на 300 км, повторяя контур современного побережья Кольского полуострова (рис. 1).

Рис. 1. Положение Терских Кейв (коричневым показана гряда Кейва I, зеленым – Кейва II)

Цифрами показаны озера: 1 – Бабозеро, 2 – Рябозеро, 3 – Нижнее Ондомозеро, 4 – Верхнее Ондомозеро, 5 – Мелкое, 6 – Черное

Гряда Кейва II, включающая Ондомозёрские Кейвы, имеет ширину от 0.5 до 3.5 км и является многогребневым образованием. На северо-западном склоне гряды вокруг Ондомозерских озер и Бабозера встречаются реликтовые береговые линии на отметках около 160 м н.у.м., что на 20 метров выше современного уровня указанных озер. По всей зоне Терских Кейв присутствуют проявления ледниковой линейности (друмлины, наложенные на моренные гряды, озы, каналы стока и связанные с ними водно-ледниковые осадки). Материал на поверхности Кейвы II состоит из смеси песка с галькой и валунами, среди которых много эрратических. Поверхностный материал гряды Кейва I представлен главным образом тиллом (Hättestrand et al., 2007). Внутреннее строение Ондомозёрских Кейв ранее не изучалось, поэтому целью работы было определение геологического строения и вещественного состава слагающих их осадков, что необходимо для уточнения модели дегляциации в восточной части Кольского региона.

Методика работ включала изучение структурно-текстурных и литологических особенностей отложений, формирующих гряду, при помощи комплекса геологических, геоморфологических и структурных методов, а также петрографическое описание шлифов, полученных из галек, отобранных из шурфов и обнажений.

Результаты. Во время полевых работ в 2023 г. изучались осадки в шурфах и обнажениях, расположенных в разных частях Ондомозёрских Кейв (рис. 2). Наиболее показательные разрезы были исследованы в точках наблюдения ТН 2, ТН 3, ТН 4, ТН 9.

Рис. 2. Положение точек наблюдения с разрезами осадков, слагающих Ондомозёрские Кейвы (основа – космоснимок Google Earth)

Точка наблюдения ТН 2 (66°20′28.6″ с. ш.; 38°23′25.7″ в. д.) расположена на вершинной поверхности гряды с абс. отм. 280 м н.у.м. к западу-юго-западу от тригопункта 215 м н. у. м. Гряда в этом месте ориентирована по азимуту 75°. Осадочная последовательность изучалась в шурфе, ориентированном поперек гряды. Его ширина 1.4 м, длина 4.2 м, глубина 2.4 м.

Вскрытая осадочная последовательность представлена на рисунке 3. В осадочной последовательности представлены в основном песчаные отложения, присутствует ледниковый диамиктон песчанистый с гравием, галькой и валунами. Отложения деформированы, смяты. Макроскопическое изучение галек из отложений показало, что крупнообломочный материал представлен плагиогранитами, щелочным сиенитами, кварцево-полевошпатовыми породами, красноцветными песчаниками и амфиболитами.

Рис. 3. Литологическое строение осадочной последовательности в точке наблюдения ТН 2 (по: Вашков и др., 2023):

1 – коренные кристаллические породы, 2 – галечник с гравием и валунами, 3 – диамиктон песчанистый с гравием, галькой и валунами, 4 – песок разнозернистый, монотонный, с гравием и валунами, 5 – песок разнозернистый, слоистый, с гравием и валунами, 6 – песок мелко-, тонкозернистый, слоистый, 7 – алеврит с прослоями песка мелко- и тонкозернистого, 8 – алеврит с прослоями глины, 9 – разрывные нарушения, 10 – песок крупнозернистый, слоистый, с гравием, 11 – песок мелко-, среднезернистый, слоистый. Цвет осадков приближен к естественному

Точка наблюдения ТН 3 (рис. 2) находится на поверхности гряды северного обрамления наивысшей части Ондомозёрских Кейв. Здесь был заложен шурф (66°20′40.4″ с. ш.,

38°23′46.9″ в. д.) глубиной 1 м, которым вскрыты рыхлые, слоистые (слоистость линзовидная) разнозернистые пески с гравием и галькой.

Точка наблюдения ТН 4 (рис. 2) расположена на вершине холма с отметкой 186.5 м н.у.м., который входит в морфологический комплекс холмисто-грядового рельефа. Здесь был заложен шурф (66°20′08.1″ с. ш., 38°23′32.2″ в. д.) глубиной около 1 м, который вскрыл галечно-валунный материал с песчано-алевритистым заполнителем; песок разнозернистый (преимущественно мелкозернистый), пылеватый. На нем залегает диамиктон, представленный алевритистым песком с большим количеством гравия, гальки, валунов.

В точках наблюдения ТН 5 – ТН 8 (рис. 2) вскрыты только слоистые песчаные отложения с примесью гравия, гальки, валунов.

Точка наблюдения ТН 9 (рис. 2) расположена на склоне небольшого холма, где в расчистке (66°16′40.1″ с. ш., 37°55′08.5″ в. д.) глубиной 1.1 м вскрыт диамиктон, представленный глинистым алевритом с гравием, галькой, валунами, с прослоями и линзами песка. Сверху залегает плотный мелкозернистый песок с мелким гравием и зернами крупнозернистого песка.

Обсуждение и выводы. В строении гряды Ондомозёрские Кейвы участвуют преимущественно водноледниковые отложения. Эти отложения в основном залегают на донной морене небольшой мощности. В строении грядового и холмисто-грядового рельефа, представленного вдоль северного склона возвышенности и на участке к востоку от оз. Мелкое, флювиогляциальные отложения представлены в виде озов. В западной части возвышенности эти образования перекрыты лимногляциальными осадками. На южном склоне возвышенности холмистые массивы имеют покрышку из диамиктона, который по своим текстурно-структурным признакам соотнесен с донной мореной протаивания (Каплянская, Тарноградский, 1993). Это объясняется наступанием маломощного ледника с юга во время его краткосрочной активизации (Вашков и др., 2023).

Водноледниковые пески верхнего яруса возвышенности (рис. 3), которые характеризуются нарушенным залеганием и угловыми несогласиями на границе отдельных их блоков, перекрыты плащеобразным покровом несортированных отложений с большим содержанием гравия, гальки и валунов, по литолого-стратиграфическим признакам отнесенных к абляционной морене сплывания (Каплянская, Тарноградский, 1993). Условия залегания и деформации водноледниковых и ледниковых отложений указывают на то, что эти деформации вызваны давлением ледника с юга на север. Такая палеогляциологическая позиция Ондомозёрских Кейв вписывается в общее представление об образовании всей гряды Кейва II (Hättestrand et al., 2007), частью которой они являются.

Полученные данные о литолого-стратиграфическом строении разрезов показали, что гряда Ондомозёрские Кейвы сложена главным образом водноледниковыми осадками, которые откладывались у края ледника. Их краевая позиция следует и из данных, представленных ранее по результатам дешифрирования дистанционных материалов (Hättestrand et al., 2007). Материал при их формировании поступал и с севера, и с юга. Полученные данные о петрографическом составе грубообломочной фракции свидетельствуют о наличии галек терских песчаников, находящихся в коренном залегании на юге по отношению к изучаемому объекту. Кроме того, выявлены гальки сиенитов, которые могли быть принесенными ледниковой лопастью, находящейся на севере по отношению к Ондомозёрским Кейвам.

Работа выполнялась при финансовой поддержке гранта РНФ № 22-17-00081 и частично в рамках госзадания по теме ГИ КНЦ РАН FMEZ-2024-0007.

Список литературы

Вашков А.А., Корсакова О.П., Толстобров Д.С. и др. Геологическое строение и рельеф Ондомозерских Кейв (юг Кольского полуострова) // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Вып. 10. 2023. С. 36–42.

Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Гляциальная геология: Методическое пособие по изучению ледниковых образований при геологической съемке крупного масштаба. СПб: Недра, 1993. 328 с.

Hättestrand C., Kolka V., Stroeven A.P. The Keiva ice marginal zone on the Kola Peninsula, northwest Russia: a key component for reconstructing the palaeoglaciology of the northeastern Fennoscandian Ice Sheet // Boreas. 2007. Vol. 36. P. 352–370.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАСОМАТИТОВ МЕДНО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МИХЕЕВСКОЕ (УРАЛ)

Коростылев А.В.

Санкт-Петербургский государственный университет, aleksander_korostylev@mail.ru

Введение. Михеевское медно-порфировое месторождение расположено на Южном Урале, в Челябинской области, и относится к Зауральской мегазоне (Плотинская, 2010). Месторождение относится к Новониколаевскому рудному узлу, который условно разделен на Новониколаевскую, Михеевскую и Ульяновскую зоны (Грабежев, 2014). Основными вмещающими породами района являются девон-карбоновые вулканогенно-осадочные толщи (Плотинская, 2010).

Михеевский рудный комплекс непосредственно связан с двумя геологическими объектами: разломом север-северо-восточного простирания и интрузивными телами – дайками гранитоидов, секущими осадочные толщи. Пластинообразные, крутозалегающие рудные тела расположены преимущественно во вмещающих породах и падают согласно залеганию интрузий.

Метасоматические процессы широко распространены в Михеевской зоне. В центральной части зоны преобладает серицитизация даек гранитоидов, а ближе к краям больше проявлены процессы хлоритизации и серицитизации пород. Вмещающие базальты также подвержены метасоматизму: наблюдается образование пропилитов (Грабежев, 2014).

Первичное оруденение представлено штокверком прожилковых и вкрапленных руд (Алтушкин и др., 2019). Основные рудные минералы – пирит и халькопирит, также встречаются борнит, молибденит, арсенопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды, золото (Плотинская, 2010). Сульфидным телам предшествуют силикатные образования, состоящие из эпидота, хлорита и актинолита (Грабежев, 2014).

Материалы и методы исследования. Проведено петрографическое исследование прозрачно-полированных шлифов, образцы для которых взяты из двух скважин Михеевского месторождения. Для петрографического описания пород использовался поляризационный микроскоп Leica DM2500 P.

Из всех исследованных оптическими методами образцов отобраны 6 наиболее представительных. При их отборе, в первую очередь, учитывался минеральный состав, состав изначальной породы, а также все образцы должны были иметь различную глубину отбора, чтобы была возможность построить температурный профиль по полученным данным.

Химический состав пород отобранных образцов изучен в РЦ СПбГУ «Геомодель» на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N с энергодисперсионной приставкой Oxford Instruments X-Max 20. Основной целью проведения электронно-зондового микроанализа было уточнение данных, полученных при петрографическом анализе, а также получение химического состава основных метасоматических минералов для определения условий их образования. После расчета химического состава основных метасоматических минералов исследуемых пород были рассчитаны возможные условия их образования.

Барометрические условия образования титанитов были определены с помощью эмпирического барометра (Erdmann et al., 2019). Для расчета использовалась формула:

$$P\ (\text{кБар}) = 1.02 \times Al_2O_3 \text{ в титаните (в масс \%)} + 0.59.$$

При расчетах не учитывались давления менее 2 кБар и более 5 кБар, что связано с ограничениями используемого барометра. Результаты расчетов были сведены в таблицу.

Температуры рассчитаны по отношению количества формульных единиц Si к количеству формульных единиц двухвалентных катионов в хлоритах (Bourdelle, Cathelineau, 2015).

Результаты исследования. В результате оптического исследования образцов обнаружены две основные ассоциации метасоматитов. Первая – пропилитовая, состоящая из хлорита, амфибола (преимущественно актинолита), эпидота и кальцита. Наиболее часто подобным преобразованиям были подвержены вмещающие вулканические породы основного состава. Вторая ассоциация – кварц-серицитовая. Ее основными минералами являются кварц, серицит, кальцит. Наиболее часто эта ассоциация проявлена в дайках, развиваясь по диорит-порфирам.

Стоит отметить, что эти ассоциации не являются взаимоисключающими и нередко встречаются вместе в одной и той же породе, в качестве разновозрастных образований.

С помощью электронно-зондового микроанализа получено 296 точечных анализов, подходящих для их последующей обработки. Исследованы наиболее распространенные метасоматические минералы: хлорит, амфиболы различного состава, эпидот с цоизитом и титанит. Отобраны наиболее удовлетворительные спектры, по которым рассчитаны формулы минералов. Все формулы рассчитаны по количеству анионов. С использованием рассчитанных формул минералов вычислены условия их образования: давления (для титанита) и температуры (для хлорита). Результаты расчетов давления по содержанию Al_2O_3 в титаните сведены в таблицу 1.

Таблица 1. Расчет давлений по содержанию Al_2O_3 в титаните

№ шлифа	Спектр	Содержание, в масс %							P (кБар)
		MgO	Al_2O_3	SiO_2	CaO	TiO_2	FeO	Сумма	
1017 2.5	Спектр 41		1.94	32.99	29.22	38.05	1.3	103.5	2.5688
1019 27.75	Спектр 121		2.59	30.35	27.79	33.62	0.59	94.94	3.2318
1019 27.75	Спектр 134		2.06	30.54	28.12	36.32	0.44	97.48	2.6912
1019 27.75	Спектр 135		2.73	30.08	28.03	34.33	0.73	95.9	3.3746
1019 441.5	Спектр 197		2.45	31.02	28.85	36.79	1	100.11	3.089
1017 231.75	Спектр 258	0.3	2.51	29.97	27.76	35.89	1.45	97.88	3.1502
1019 594.5	Спектр 275	1.03	1.44	33.33	26.11	32.66	3.29	97.86	2.0588
1019 594.5	Спектр 293		1.79	31.25	28.3	36.17	1.62	99.13	2.4158

По рассчитанным формулам хлоритов составлен график отношения количества формульных единиц Si к количеству формульных единиц двухвалентных катионов (рис. 1). На его основе составлена таблица температур для хлоритов (табл. 2).

Рис. 1. График отношения количества формульных единиц Si к количеству формульных единиц двухвалентных катионов в хлоритах (а) и он же крупнее (б). Числами на выносках показаны названия спектров

Таблица 2. Температуры образования хлоритов

№ шлифа	Спектр	Т, град С	Т, град С, усредненная
1017 2.5	Спектр 7	275–325	>325
1017 2.5	Спектр 10	>325	
1017 2.5	Спектр 11	>325	
1017 2.5	Спектр 12	275–325	
1017 2.5	Спектр 13	>325	
1017 2.5	Спектр 14	>325	
1017 2.5	Спектр 20	>325	
1017 2.5	Спектр 21	>325	
1017 2.5	Спектр 23	275–325	
1017 2.5	Спектр 25	>325	
1017 2.5	Спектр 26	275–325	
1017 2.5	Спектр 31	275–325	
1017 2.5	Спектр 32	>325	
1017 2.5	Спектр 33	>325	
1017 2.5	Спектр 35	275–325	
1017 2.5	Спектр 38	>325	
1017 2.5	Спектр 44	>325	
1 017 154.50	Спектр 48	225–275	275–325
1 017 154.50	Спектр 62	275–325	
1 017 154.50	Спектр 67	225–275	
1 017 154.50	Спектр 69	275–325	
1 017 154.50	Спектр 76	225–275	
1019 27.75	Спектр 111	275–325	225–275
1019 27.75	Спектр 118	275–325	
1019 27.75	Спектр 119	225–275	
1019 27.75	Спектр 123	275–325	
1019 27.75	Спектр 136	275–325	
1019 27.75	Спектр 137	225–275	
1019 27.75	Спектр 163	275–325	
1019 27.75	Спектр 164	225–275	
1019 27.75	Спектр 167	225–275	
1019 27.75	Спектр 171	225–275	
1019 27.75	Спектр 172	225–275	
1 019 441.50	Спектр 202	275–325	275–325
1 019 441.50	Спектр 205	275–325	
1 019 441.50	Спектр 215	>325	
1 019 441.50	Спектр 218	275–325	
1 017 231.75	Спектр 239	275–325	275–325
1 017 231.75	Спектр 240	275–325	
1 017 231.75	Спектр 241	275–325	
1 017 231.75	Спектр 247	275–325	
1 017 231.75	Спектр 248	275–325	
1 017 231.75	Спектр 255	175–225	
1 017 231.75	Спектр 257	275–325	
1 017 231.75	Спектр 259	225–275	
1 019 594.50	Спектр 278	>325	>325
1 019 594.50	Спектр 285	>325	
1 019 594.50	Спектр 286	>325	
1 019 594.50	Спектр 290	>325	
1 019 594.50	Спектр 294	275–325	
1 019 594.50	Спектр 295	>325	
1 019 594.50	Спектр 296	275–325	

Полученные температуры вынесены на геологические разрезы соответствующих скважин (рис. 2).

Рис. 2. Геологические разрезы через профили скважин № 1017 (а), № 1019 (б) и условные обозначения к ним (в)

Выводы. В данной работе рассмотрено Михеевское месторождение как классическое месторождение медно-порфирового типа. Проведено исследование общей структуры месторождения, исследованы образцы прозрачно-полированных шлифов из скважин месторождения. Составлено петрографическое описание пород, получено представление об общей структуре медно-порфировых месторождений с точки зрения петрографии. Выделены и описаны основные минеральные ассоциации метасоматитов месторождения, получены первичные представления о типохимизме и условиях образования минералов в рамках двух скважин.

Список литературы

Алтушкин И.А., Левин В.В., Гордеев А.И., Пикалов В.А. Особенности освоения Томинского и Михеевского меднорудных месторождений Южного Урала // Цветные металлы. 2019. № 7.

Грабежев А.И. Новониколаевский (Mo, Au)-Cu-порфировый рудный узел (Южный Урал): петрогеохимия рудоносных гранитоидов и метасоматитов // Литосфера. 2014. № 2. С. 60–76.

Плотинская О.Ю., Ковальчук Е.В. Блёклые руды Cu-(Mo)-порфировых месторождений Урала // Минералогия. 2022. Т. 8, № 3. С. 5–22. DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-3-1R.

Bourdelle F., Cathelineau M. Low-temperature chlorite geothermometry: a graphical representation based on a T-R2±Si diagram // Eur. J. Mineral. 2015. 27. P. 617–626.

Erdmann S. et al. Titanite: a potential solidus barometer for granitic magma systems // Comptesrendus – Geoscience. 2019. 351. P. 551–561.

Sillitoe H. Porphyry copper systems // Econ. Geology. 2010. Vol. 105. P. 3–41.

ОЦЕНКА СОДЕРЖАНИЯ РАДИОНУКЛИДОВ В ПРОБАХ ГРУНТОВ БЕРЕГА ОНЕЖСКОЙ ГУБЫ БЕЛОГО МОРЯ

Лапиков П.И., Яковлев Е.Ю.

ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН, г. Архангельск, pavel.lapikov.i@gmail.com

Техногенные радионуклиды распространены по всей планете и встречаются в различных компонентах окружающей среды. Они попали в атмосферу в ходе использования ядерного оружия и аварий на атомных электростанциях. Белое море является одним из наиболее интересных мест исследования накопления техногенных радионуклидов в Арктике ввиду особенностей гидрологического режима и наличия локальных источников техногенных радионуклидов на его побережье (Алиев и др., 2006).

Исследуемая в работе территория побережья Онежской губы Белого моря находится на Онежском полуострове в 26 км от города Онега.

Почвы о. Ягры представлены песчаными аллювиальными почвами с высокой степенью засоленности, разным содержанием и толщиной гумусового горизонта, сильно изменяющейся от типа микрорельефа.

Для оценки содержания радионуклидов в пробах почв был произведен отбор грунта в 5 точках методом конверта с длиной стороны квадрата 1 метр. Все пробы почв отобраны на микрорельефе морских береговых валов с плоским слабоволнистым или бугристым рельефом.

В точке ПО-1 пробы отбирались в 7 горизонтах, с шагом 5 см до глубины 35 сантиметров. В остальных четырех точках отбор проводился в 2 горизонтах с шагом 5 см. Затем пробы доставлялись в лабораторию, просушивались при температуре 105 °С по Цельсию и гомогенизировались (табл. 1).

Таблица 1. Перечень проб

Код пробы	Широта	Долгота	Дата отбора
ПО-1	64°08´42.18	38°00´16.74	21.10.2023
ПО-2	64°08´36.28	38°00´22.85	21.10.2023
ПО-3	64°08´30.16	38°00´27.59	21.10.2023
ПО-4	64°08´24.03	38°00´42.16	21.10.2023
ПО-5	64°08´36.69	38°00´37.63	21.10.2023

Радионуклиды ^{137}Cs, ^{60}Co, ^{226}Ra, ^{232}Th и ^{40}K определяли на низкофоновом полупроводниковом гамма-спектрометре ORTEC (США) на базе коаксиального детектора GEM10P4-70 из высокочистого германия (HPGe), с процессором импульсных сигналов SBS-75 и программным обеспечением Gamma Pro. Расчет удельной бета активности определяли с помощью альфа-бета-радиометра РКС-01 «Абелия» (НТЦ «Амплитуда», Россия).

В ходе проведения исследования были получены следующие значения (табл. 2). Средняя удельная бета активность во всех горизонтах для всех проб варьировалась межу 280 Бк/кг и 470 Бк/кг. Активности естественных радионуклидов, таких как ^{226}Ra, ^{232}Th и ^{40}K, значительно не изменялись с глубиной, а средние активности для всех точек пробоотбора составили: 2.8 Бк/кг, 3 Бк/кг и 278 Бк/кг, соответственно.

Активность ^{137}Cs достигала максимума в верхних слоях почвы (горизонты 0–5, 5–10) с большим содержанием гумусовых веществ. Средняя активность в поверхностном слое почвы ^{137}Cs составила 7.2 Бк/кг, что не противоречит предыдущим исследованиями (Кряучюнас и др., 2020). Активность ^{60}Co во всех горизонтах исследуемых проб не обнаруживалась.

Таблица 2. Исследованные параметры

№ п/п	Точка отбора	Горизонт	Радиационные параметры пробы, Бк/кг				
			А уд., β	Ra-226	Th-232	K-40	Cs-137
1	ПО-1	0–5	330	Менее 4.6	Менее 3.4	430	7.6
		5–10	368	2	2	320	1.36
		10–15	280	2.6	2.9	300	0.56
		15–20	340	2.8	3.4	283	Менее 0.31
		25–30	320	3	4	320	Менее 0.14
		30–35	340	3.5	4	282	Менее 0.17
2	ПО-2	0–5	360	3.2	3.8	290	11.4
		5–10	340	Менее 4.3	2.3	230	2.26
3	ПО-3	0–5	370	1.9	1.8	273	13.6
		5–10	280	2.1	2.6	180	3.1
4	ПО-4	0–5	470	3.1	3	248	14.5
		5–10	450	2.5	2.9	200	9.1
5	ПО-5	0–5	410	4.4	4.2	280	10.6
		5–10	355	Менее 3	3.2	230	4

Таким образом, в нашей работе были получены данные по распределению естественных и техногенных радионуклидов в почвах на участке в пределах западного побережья Онежского полуострова на берегу Онежской губы Белого моря. Полученные значения не противоречат предыдущим исследованиям по содержанию техногенных радионуклидов в поверхностном слое почв в данном районе.

Для оценки возможного воздействия и значимости других источников в виде радиационно-опасных объектов беломорского побережья на активности техногенных радионуклидов в пробах почв необходимо провести дополнительные исследования с большей географией отбора проб, расширенным перечнем определяемых радионуклидов, используемых в выявлении источника радиоактивного загрязнения, а также учесть физико-химические параметры почв района исследования.

Список литературы

Алиев Р.А., Бобров В.А., Калмыков С.Н. Радиоактивность Белого моря // Радиохимия. 2006. № 6. С. 557–561.

Баженов А.В., Яковлев Е.Ю., Игловский С.А., Дружинин С.В. Радиоэкологические исследования городских почв в Архангельской области // Почвы и окружающая среда. 2022. Т. 5, № 3. С. 5.

Кряучюнас В.В., Кузнецова И.А., Котова Е.И. и др. Содержание и особенности распределения естественных и техногенных радионуклидов в почвах малого арктического города // Экология человека. 2020. № 5. С. 11–20.

ОСОБЕННОСТИ РЕДКОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА ЦИРКОНА ИЗ ЛЕЙКОГРАНИТОВ КОМПЛЕКСА ЛАГМАН (АФГАНИСТАН)

Левашова Е.В.[1], Хамдард Н.[2]

[1] *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, levashova.kateryna@yandex.ru*
[2] *Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, nazifullahhamdard@gmail.com*

Введение. С лейкогранитами третьей фазы комплекса Лагман мел-палеогенового возраста связаны пегматитовые месторождения лития, что делает его перспективным объектом для всестороннего научного исследования. Геохимическое исследование циркона как минерала-индикатора позволяет делать выводы об эволюции вмещающей его породы. Комплексу Лагман принадлежат образования трех отдельных интрузивных фаз, образующих крупные гранитные массивы (Rossovskiy, Chmyrev, 1977). Первая фаза представлена мелкозернистыми и среднезернистыми гранодиоритами, вторая фаза – крупнозернистыми порфировидными гранитами, а третья – среднезернистыми мусковитовыми, реже двуслюдяными лейкогранитами. По минеральному составу лейкограниты состоят из калиево-натриевого полевого шпата (30–40 %), кварца (25–30 %), плагиоклаза (олигоклаз, около 30 %), мусковита (5–10 %), наблюдается пелитизация и образование цоизита по плагиоклазам. Акцессорными минералами являются апатит, циркон, титанит, гранат.

Объект и методы исследования. Внутренняя структура циркона, контроль наличия микровключений изучались в режиме обратно рассеянных электронов (BSE) на растровом электронном микроскопе JEOL JSM-6510LA с ED-спектрометром JED-2200 (ИГГД РАН). Содержание редкоземельных элементов (REE) и редких элементов в цирконе определялось на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН) по стандартной методике. Было исследовано две пробы лейкогранитов: проба 18 была отобрана из штокообразного тела, расположенного вблизи сподуменового месторождения Пашки; проба 19 – из обнажений, расположенных в 12 км от города Парун.

Результаты и их обсуждение. В исследуемых цирконах наблюдается осцилляционная зональность, преимущественно развитая в краевых зонах (рис.), тогда как в центральных зонах зерен она развита слабо или отсутствует. Для центральных зон цирконов пробы 18 характерно более высокое содержание Y (в среднем 2200 ppm), REE (в среднем 1150 ppm), Th (в среднем 140 ppm). Содержание Hf в них составляет 11200–34500 ppm, в среднем – 19500. В краевых зонах данных цирконов отмечается увеличение содержание Ca и U в два раза, повышенная концентрация которых в составе циркона, как правило, косвенно свидетельствует о влиянии флюидов (Geisler et al., 2007). Содержание P переменчиво, при этом в разных зонах зерна оно в среднем остается на одном уровне (около 600 ppm). Содержание Hf в краевых зонах цирконов (15900–32800 ppm, в среднем 24800) в целом выше, чем в центральных зонах. В некоторых зернах отмечено значительное (примерно в два раза) увеличение содержания Hf от центральной к краевой зоне (точки 3–4, 9–10, рис.). Th/U отношение в центральных зонах составляет в среднем 0.11, в краевых – 0.06. Спектры распределения REE в центральных и краевых зонах в целом имеют схожую конфигурацию, за исключением амплитуды Ce-аномалии. Спектры REE центральных зон цирконов дифференцированы от легких к тяжелым REE (Lu_N/La_N – в среднем 3540), отмечается отрицательная Eu-аномалия (0.05–0.18) и преимущественно положительная Ce-аномалия (рис., *а–г*), что соответствует типичному для циркона магматического генезиса характеру распределения REE. Краевым зонам цирконов свойственны выраженная отрицательная Eu-аномалия (0.05–0.17) и отсутствующая Ce-аномалия (0.95–4.32, в среднем 1.66). Степень фракционирования

легких REE (Sm_N/La_N – 6–24) ниже по сравнению с центральными зонами (Sm_N/La_N – 13–119), таким образом спектр в области легких REE становится субгоризонтальным (рис., *б–г*).

В центральных зонах цирконов пробы 19 отмечено повышенное содержание всех определяемых примесных элементов, что отличает их от краевых зон. Прежде всего, центральные зоны обогащены Hf (17500–23600 ppm, в среднем 21800), Y (в среднем 7200 ppm), P (в среднем 2400 ppm), U (в среднем 6500 ppm), REE (в среднем 4400 ppm), Ca (в среднем 186 ppm). Уровень содержания примесей в краевых зонах цирконов ниже в 2–3 раза и более, за исключением содержания Hf (22600–29900 ppm, в среднем 26600). Th/U отношение в центральных зонах составляет в среднем 0.01, тогда как в краевых зонах оно крайне низкое – 0.002. Спектры распределения REE во всех точках цирконов пробы 19 (рис., *д–е*) характеризуются отсутствием Ce-аномалии и пониженным уровнем содержания всего спектра REE и выположенным спектром в области легких REE для краевых зон. Степень фракционирования легких REE (отношение Sm_N/La_N) уменьшается при переходе от центра к краю зерна от 29–59 до 2.5–7.2, соответственно. Амплитуда значения Eu-аномалии составляет 0.03–0.07 и 0.05–0.11, соответственно.

Спектры распределения REE, нормированные к хондриту CI, для цирконов пробы 18 (*а–г*) и пробы 19 (*д, е*) из лейкогранитов комплекса Лагман, а также BSE-изображения цирконов с положением аналитических точек ионного зонда (диаметр кратеров составляет примерно 20 мкм)

Причиной отсутствия Ce-аномалии принято считать смену степени окисления магматического расплава на более восстановительные условия (Schulz et al., 2006). Однако в данном случае смена условий кристаллизации циркона не наблюдается. В пользу этого свидетельствуют: подобие спектров распределения REE в центральных и краевых зонах; отсутствие значимых изменений амплитуды Eu-аномалии. Она не изменяется либо уменьшается, что, в свою очередь, говорит о постоянной или возрастающей фугитивности кислорода, необходимой для окисления Eu^{2+} до Eu^{3+}. Изменяющийся состав цирконов, вероятнее всего, свидетельствует о плавной эволюции гранитного расплава (Claiborne et al., 2010). Гафний в исследуемых цирконах, как уже указывалась ранее, распределен неравномерно в пределах зерна: краевые зоны, имеющие осцилляционную зональность, значительно более насыщены Hf, чем центральные зоны. С ростом Hf коррелируется рост содержания Li. Принято считать, что содержание Hf в цирконе отражает уровень его содержания в расплаве и зависит от параметров среды

кристаллизации в процессе фракционной дифференциации гранитной магмы (Linnen, Keppler, 2002; Claiborne et al., 2006). Таким образом, отсутствие Ce-аномалии в цирконе из лейкогранитов комплекса Лагман может быть объяснено совместной кристаллизацией циркона с титанитом (в меньшей степени – с апатитом), при этом смена степени окисления магматического расплава могла отсутствовать (Loader et al., 2022). Титанит, являясь минералом-концентратором легких REE, также может эффективно вмещать в себя значительное количество тяжелых REE. Таким образом, можно объяснить обеднение краевых зон цирконов не только легкими REE, но и всем спектром REE (рис., *г–е*). Влияние кристаллизации апатита на фракционирование Ce оценивается как менее значимое, чем влияние титанита, поскольку в некоторых цирконах содержание фосфора не изменяется в пределах зерна, а иногда даже увеличивается (точки 9 и 10, рис., *г*).

Список литературы

Claiborne L.L., Miller C.F., Walker B.A. et al. Tracking magmatic processes through Zr/Hf ratios in rocks and Hf and Ti zoning in zircons: an example from the Spirit Mountain batholith, Nevada // Mineralogical Magazine. 2006. Vol. 70, N 5. P. 517–543.

Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F. Re-eguilibrium of zircon in aqueous fluids and melts // Elements. 2007. N 3. P. 43–50.

Linnen R. L., Keppler H. Melt composition control of Zr/Hf fractionation in magmatic processes // Geochim. Cosmochim. Acta. 2002. Vol. 66. P. 3293–3301.

Loader M. A., Nathwani C. L., Wilkinson J. J., Armstrong R. N. Controls on the magnitude of Ce anomalies in zircon // Geochim. Cosmochim. Acta. 2022. Vol. 328. P. 242–257.

Rossovskiy L. N., Chmyrev V. M. Distribution patterns of rare-metal pegmatites in the Hindu Kush (Afghanistan) // International Geology Review. 1977. Vol. 19, N 5. P. 511–520.

Schulz B., Klemd R., Brätz H. Host rock compositional controls on zircon trace element signatures in metabasites from the Austroalpine basement // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. Vol. 70, N 3. P. 697–710.

ПРОБЛЕМЫ ОЦЕНКИ РАДОНООПАСНОСТИ СЕЛИТЕБНЫХ РАЙОНОВ (НА ПРИМЕРЕ АРХАНГЕЛЬСКОЙ ПРОМЫШЛЕННОЙ АГЛОМЕРАЦИИ)

Лизунова М.А., Яковлев Е.Ю.

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики Уральского отделения Российской Академии наук, marigeo17@rambler.ru

С конца XX – начала XXI в. многочисленные исследователи как в России, так и за рубежом уделяют внимание проблеме изучения радона и дочерних продуктов его распада и к настоящему моменту, несмотря на достаточно большое количество работ, посвященных вопросу, интерес к проблеме его воздействия на человеческий организм и необходимости оценки его содержания в окружающей среде только возрастает (Жуковский, Ярмошенко, 1997). Это связано непосредственно с высокой токсичностью радона, а также с тем, что он является одним из главных источников природного излучения (на его долю приходится более 50 %), не имея при этом цвета или запаха, то есть он может быть обнаружен только посредством специальных измерительных приборов.

В связи с установленной опасностью радона для здоровья человека предпринимаются меры по обеспечению контроля за его содержанием в районах постоянного проживания людей, особенно актуально вопрос стоит в зонах городской застройки. Поступающий в здания радон выделяется преимущественно из грунтов, залегающих в основании фундамента, кроме того, он может выделяться из строительных материалов и грунтовых вод, а также тектонических разломов вблизи территории застройки (Дьячков и др., 2019). Поэтому перед проведением строительных работ должна быть определена радоноопасность территории застройки. Нормативы по безопасному содержанию радона отличаются в ряде стран, в России этот показатель установлен Нормами радиационной безопасности 99/09 и равен 80 мБк/м^2·с. Таким образом, на основе действующих в настоящее время нормативов в программу инженерно-геологических изысканий включено обязательное измерение плотности потока радона – величины, по которой в России определяется оценка радоноопасности участков застройки.

Для составления методик данного измерения с конца 90-х годов в России было проведено множество научных исследований и плановых обследований территорий, разработаны различные приборы и способы для определения названного показателя. В настоящее время есть работы (Яковлева, 2010), систематизировавшие все применяемые ранее методы и инструменты по измерению плотности потока радона, произведена их классификация по типу детектора, измеряемого параметра, длительности измерения и конструктивных особенностей накопительной камеры. В работе (Яковлева, 2010) рассмотрены различные известные методы измерения плотности потока радона (ППР) и торона с твердых поверхностей, сочетания этих методов, их преимущества и недостатки, приведена их классификация как для полевых, так и для лабораторных условий, проанализирована точность определений и влияние попутной оценки измерений торона.

Накопленные за это время экспериментальные данные и публикации выявили значительную проблему: оказалось, что величина плотности потока радона обладает большой изменчивостью во времени для одной и той же площадки (Микляев и др., 2008; Яковлева, 2010; Ложников и др., 2020; Рыжакова и др., 2020). Одной из основных причин изменчивости значений ППР является вариабельность физических свойств поверхностных грунтов и меняющиеся во времени атмосферные условия, в том числе разные режимы увлажнения грунтов (Ложников и др., 2020).

Для оценки факторов, влияющих на результаты измерений, проводились комплексные исследования в разных регионах России и странах СНГ. Внимание уделялось таким показателям,

как географическое положение объекта исследования, тип грунта, гранулометрический состав, температура, давление и влажность атмосферного воздуха, температура почвы. В результатах исследований отображены данные по измерению плотности потока радона в разных типах грунтов по минеральному составу, генезису, пористости (Рыжакова и др., 2020), на разных глубинах отбора проб (Токарева, Алимова, 2021), в разных климатических условиях и при разных атмосферных показателях (Удалов, Шилова, 2017; Гулабянц, Заболотский, 2004) и проведен анализ влияния названных факторов на изменчивость показателей. Все эти работы позволяют установить, что наиболее сильное влияние на выход радона оказывают тип грунта, его влажность, плотность, пористость (Ложников и др., 2020), геологическое строение территории (Микляев и др., 2008; Дьячков и др., 2019) и в некоторой степени атмосферные осадки (тем не менее этот компонент изучен недостаточно (Рыжакова и др., 2020)), оказывающие влияние на влажность грунтов (Рыжакова и др., 2020), что в свою очередь влияет на коэффициент эманации – еще один важный показатель (Микляев и др., 2008; Рыжакова, Раменская, 2009).

В связи с тем что указанные исследования подтвердили высокую вариабельность величины плотности потока радона в разные моменты времени, такой подход к оценке радоноопасности территорий стал подвергаться критике. По мнению большинства исследователей, данная величина не может быть единственным нормативным показателем для определения уровня радоноопасности. Ряд исследователей поднимали этот вопрос в публикациях (Микляев и др., 2008; Яковлева, 2010; Рыжакова и др., 2020), раз за разом указывая на необходимость дополнительных исследований, более глубокого изучения вопроса, комплексного подхода к оценке источников радона в селитебных районах.

В настоящее время не выработан единый подход к методологии проведения оценок радоноопасности участков застройки (Рыжакова и др., 2018), тем не менее уже накопленный опыт может быть принят в основу рекомендаций для дальнейшего изучения вопроса и проведения радиационно-экологических изысканий (Микляев и др., 2008; Гаевский и др., 2010; Яковлева, 2010; Рыжакова и др., 2018). К основным рекомендациям можно отнести следующие: проведение изысканий в период сухой устойчивой погоды; необходимость учитывать при проведении изысканий измерения в эталонных типах пород, преобладающих в качестве фундамента, классифицировав на основании физических свойств грунтов участки застройки по степени радоноопасности; подключение к данного рода классификациям организации, занимающиеся инженерно-геологическими изысканиями; проведение структурно-геоморфологического анализа территории застройки с целью выявления аномальных радоноопасных зон; необходимость учета прогноза будущего поступления радона с учетом математических моделей, предложенных в ряде исследований (Микляев и др., 2008; Рыжакова, Раменская, 2009); учет конструкции здания (глубина заложения фундамента, интенсивность выделения радона из ограждающих конструкций, кратность воздухообмена в будущем здании и др.).

Несмотря на очевидную актуальность проблемы оценки радоноопасности городов и многочисленные исследования вопроса в ряде регионов России, такой значительный территориальный субъект, как Архангельская область, практически не подвергался обследованиям в плане районирования по содержанию радона. Архангельская промышленная агломерация включает в себя такие города, как Архангельск, Северодвинск, Новодвинск, и прилегающие населенные пункты Приморского района. Население агломерации по данным за 2023 г. составляет 500 тыс. человек, основная плотность населения сосредоточена в городах Архангельск и Северодвинск. Кроме того, агломерация является территорией застройки различных значимых предприятий, таких как судостроительные и судоремонтные, лесо-деревоперерабатывающие и целлюлозно-бумажные, гидролизный завод и ряд других крупных промышленных объектов. Тем не менее на сегодняшний день исследования по оценке радоноопасности агломерации носят единичный характер.

В работе (Пучков, Киселев, 2011) приведены результаты исследования 2008–2010 гг. количественных показателей распределения объемной активности радона-222 в воздухе подвальных помещений жилых домов и почвенном воздухе на территории Архангельской

промышленной агломерации. Исследователями учтены накопленные на момент проведения работ особенности продуцирования радона, в частности, уделено внимание геологическому строению территории. Кристаллический фундамент, представленный гранитогнейсами архея и протерозоя, перекрыт отложениями рифея и венда мощностью 700 м, сложенными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, содержащими повышенное количество урана, и при наличии трещин и разломов из них может поступать на поверхность радон в значительном количестве (Пучков, Киселев, 2011). Комплекс четвертичных пород состоит из песчано-глинистых отложений, которые на территории агломерации имеют преимущественно морской, аллювиально-морской генезис, а также встречаются торфяные болотные отложения. В работе обращается внимание на возможность данных пород пропускать радон из трещиноватых вендских отложений ввиду высокой пористости, при этом глинистые отложения также содержат повышенные количества радия-226, который при распаде дает радон-222 и способен накапливаться в жилых помещениях.

Результатом исследования стала количественная оценка содержания радона-222 в воздухе подвальных помещений жилых домов и почвенном воздухе на территории агломерации. В г. Северодвинске в 2008 г. обследовано 98 объектов, среди которых превышения нормативных показателей выявлены в одном из них. Зависимость содержания радона в подвальных помещениях города от радиоактивности строительных материалов не выявлена. Работы повторены через год после проветривания подвалов, отмечено снижение показателей аналогичного периода предыдущего года. В 2009 г. обследовано 317 объектов Архангельска, Северодвинска и Новодвинска, превышения нормативов выявлены суммарно в 15 из них. При этом фоновые показатели на улицах городов не превышали нормы, а зависимости содержания радона от радиоактивности строительных материалов также не выявлено, в связи с чем сделан вывод о поступлении радона из подстилающих грунтов, а также о возможных нарушениях профилактических мероприятий, что и привело к скоплению опасного газа. Также была исследована объемная активность радона в почвенном воздухе более чем в 450 точках в городах и прилегающих территориях агломерации. При достаточно большой вариативности показателей выявлена аномальная высокая концентрация (до 3016 Бк/м^3) в районе поселка Рикасиха.

Данные, полученные в результате исследования, внесли вклад в оценку радиоэкологической ситуации региона. Однако работы не были продолжены, хотя ряд показателей демонстрировал превышения действующих нормативов, а точной информации о причинах аномальной концентрации в Рикасихе не было представлено, так как исследование лишь обозначило проблему, и в итогах работы были даны рекомендации к дальнейшему изучению вопроса и оценки взаимосвязи радона с геологическим строением территории. Других исследований радоноопасности территории после 2011 г. не проводилось, как не проводилось и пересмотра методики оценки измерений на основании новых полученных исследований после 2010 г.

Вывод. В связи с отсутствием систематического характера исследований в Архангельской промышленной агломерации, ее густонаселенностью и высокой промышленной значимостью необходимо возобновление работ по оценке радоноопасности территории. Особое внимание следует уделить новым исследованиям вопроса, обозначенным рекомендациям предыдущих исследователей, комплексному подходу определения статуса радоноопасности территорий и измерениям плотности потока радона с учетом как геологического строения территории, так и физико-механических свойств пород и атмосферных условий района проведения работ.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ 20-77-1005.

Список литературы

Гаевский И.В., Липницкий Л.В., Бездникова С.В., Щемелева Л.М. Результаты оценки радоновой опасности земельных участков под строительство жилых и общественных зданий // Здоровье и окружающая среда. 2010. № 15. С. 25–30.

Гулабянц Л.А., Заболотский Б.Ю. Сезонная вариация потока радона из грунта и оценка радоноопасности площади застройки // АНРИ. 2004. № 4 (39). С. 46–50.

Дьячков В.В., Бияшева З.М., Исмагулова Д.А. и др. Измерения эманации изотопов радона в жилых и административных помещениях // Вестник Казахского национального университета. Серия физическая. 2019. № 3 (70). С. 22–28.

Жуковский М.В., Ярмошенко И.В. Радон. Измерение, дозы, оценка риска. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 219 с.

Микляев П. С., Петрова Т.Б., Цапалов А.А. Принципы оценки потенциальной радоноопасности территорий // АНРИ. 2008. № 4 (55). С. 14–19.

Ложников Ф. И., Ставицкая К.О., Альмяков П.Э. Анализ результатов измерения плотности потока радона в зависимости от физических свойств некоторых типов осадочных пород // Изотопы: технологии, материалы и применение: Сборник тезисов докладов VI Международной научной конференции молодых ученых, аспирантов и студентов, Томск, 26–29 октября 2020 года. Томск: Томский политехнический университет, 2020. С. 100–101.

Нормы Радиационной Безопасности (НРБ-99/2009).СП 2.6.1.2523-09. Минздрав России, 2009. 50 с.

Пучков А.В., Киселев Г.П. Оценка количественных показателей объемной активности радона-222 на территории Архангельской промышленной агломерации // Экология человека. 2011. № 9. С. 19–23.

Рыжакова Н., Раменская Г. Метод определения плотности потока радона и основных параметров грунтов, используемых при оценке радоноопасности территорий // АНРИ. 2009. № 4 (59). С. 65–68.

Рыжакова Н. К., Ставицкая К.О., Удалов А.А. Новый подход к проблеме оценки радоноопасности участков застройки // Радиационная гигиена. 2020. Т. 13, № 2. С. 57–64. DOI: 10.21514/1998-426X-2020-13-2-57-64.

Рыжакова Н. К., Ставицкая К.О., Удалов А.А. Проблемы оценки потенциальной радоноопасности участков застройки // Радиационная гигиена. 2018. Т. 11, № 2. С. 37–44. DOI: 10.21514/1998-426X-2018-11-2-37-44.

Токарева А.Ю., Алимова Г.С. Влияние глубины установки накопительных камер НК-32 на величину плотности потока радона // Проблемы региональной экологии. 2021. № 6. С. 98–103. DOI: 10.24412/1728-323X-2021-6-98-102.

Удалов А.А., Шилова К.О. Изучение влияния атмосферных условий на результаты измерения плотности потока радона // МНСК-2017: Геология. Материалы 55-й Международной научной студенческой конференции, Новосибирск, 17–20 апреля 2017 года. Новосибирск: Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, 2017. С. 63.

Яковлева В.С. Анализ методов измерения плотности потока радона и торона с поверхности земли // АНРИ. 2010. № 362. С. 23–30.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ ДЛЯ ВЫДЕЛЕНИЯ ОТДЕЛЬНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Лукина М.Д.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, mariarychanchik@gmail.com

С развитием компьютерных технологий развиваются и методы геологических исследований. Они становятся менее трудо- и времязатратными, появляются возможности проведения исследований удаленно. К таким методам относится дистанционное зондирование Земли (ДЗЗ). Оно основано на способности земной поверхности отражать и поглощать электромагнитное излучение (Райкунов и др., 2014). Отраженная солнечная радиация, а также собственное излучение Земли (тепловое) регистрируются датчиками спутниковых систем.

С начала 2000-х годов стали активно изучаться возможности применения дистанционного зондирования, в том числе в геологии и горном деле. Благодаря тому что различные горные породы и минералы отражают и поглощают излучение определенных длин волн, появилась возможность литологической дифференциации по космическим снимкам (Adiri et al., 2016; Шемякина, 2019).

В настоящей работе приведены примеры обработки мультиспектрального снимка Landsat 8 OLI (на основе релиза от 21.05.2024 г.). В качестве объекта исследования выбрана территория Питкярантского района и северного Приладожья. Сделана попытка выделения областей выхода горных пород. Обработка велась средствами ПО QGis, использовались методы композитных изображений в искусственных цветах и метод главных компонент (PCA). Выявлено, что наилучший контраст дают композитные изображения с включением 5 и 6 каналов (инфракрасное излучение). После обработки методом PCA границы объектов становятся более четкими, что видно на классификационных изображениях. Это происходит за счет уменьшения размерности данных и концентрации основной информации в первых трёх компонентах.

На эту же площадь получен мультиспектральный снимок Sentinel-2 от 27.05.2024, имеющий более высокое пространственное разрешение (30 м Landsat 8 OLI против 10 м Sentinel-2). Он позволяет улучшить классификацию поверхности и более точно выделить интересующие объекты.

ДЗЗ может найти применение как информативный самостоятельный метод исследования поверхности Земли, так и вспомогательный к другим методам. Территория Карелии в основном покрыта растительностью, поэтому изучаемый метод желательно использовать совместно с методами подавления растительности на космических снимках, что значительно улучшит картирование геологических и литологических единиц.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ в соответствии с Программой научных исследований Института геологии Карельского научного центра, рег. номер 1022040100088-4-1.5.7;1.5.1.

Список литературы

Райкунов Г.Г., Щербаков В.Л., Турченко С.И., Брусничкина Н.А. Гиперспектральное дистанционное зондирование в геологическом картировании. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2014. 136 с.

Шемякина Е.М. Тематический и спектральный анализ космических снимков высокого разрешения для решения прогнозно-поисковых задач геологии // Золото и технологии. 2019. № 2. С. 82–87.

Adiri Z., El Harti A., Jellouli A. et al. Lithological mapping using Landsat 8 OLI and Terra ASTER multispectral data in the Bas Dra inlier, Moroccan Anti Atlas // Journal of Applied Remote Sensing. 2016. N 10 (1).

СТРОНЦИЙ-90 В ВЕРХОВОМ ТОРФЕ (ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ НЕНЕЦКОГО АВТОНОМНОГО ОКРУГА)

Лукошкова А.А., Яковлев Е.Ю., Орлов А.С.

ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН, a.luckoshkova@yandex.ru

Введение. В настоящее время техногенная радиоактивность на северо-западе России изучается на многих территориях. Многочисленные исследования по удельной активности техногенных радионуклидов (цезий-137, стронций-90, свинец-210, уран-234, уран-238, плутоний-239, плутоний-240, америций-241 и др.) в почвах, растительности, донных осадках и торфе проведены в Архангельской области (Вакуловский и др., 2008; Лурье, Кубасова, 2015; Киселев и др., 2017; Яковлев и др., 2020, 2021, 2023; Унгуряну и др., 2023 и др.). В Мурманской области также проведен ряд исследований по удельной активности техногенных изотопов (цезий-137, стронций-90, плутоний-238, плутоний-239 и плутоний-240) в почвах, растительности, гидробионтах, донных отложениях (Матишов и др., 2014, 2022; Ильин и др., 2022). Многолетние радиоэкологические наблюдения проводятся в Баренцевом море, на основе которых реконструированы основные потоки миграции цезия-137 и стронция-90 (Матишов и др., 2022; Ильин и др., 2022). В Республике Карелия проведено исследование по активности цезия-137 в донных отложениях (Киселев и др., 2017) и др.

Техногенный радиоактивный изотоп ^{90}Sr с длительным периодом полураспада (29 лет) является наиболее распространенным продуктом деления урана и плутония, происходящего в ядерных реакторах, поскольку долгоживущий изотоп относится к биологически значимым радионуклидам. Он характеризуется высокой токсичностью (группа радиационной опасности «Б») из-за своей способности активно включаться в биологический круговорот веществ. Являясь аналогом кальция, ^{90}Sr легко вступает в процессы обмена веществ растений, животных и человека (Василенко, Василенко, 2002).

В данной области исследований вопрос об уровне загрязнения торфа северо-запада России техногенными изотопами является актуальным и изучен недостаточно. Согласно обзору научных публикаций, имеются сведения об удельной активности ^{90}Sr в почвах. Типичный интервал удельной активности ^{90}Sr для всех почв России составляет 0.80–8.6 Бк/кг. Средняя удельная активность ^{90}Sr для всех почв России – 4.7 Бк/кг. В лесных почвах северо-запада России (на примере Мурманской области, имеющей локальные источники загрязнения природной среды техногенными радионуклидами) удельная активность ^{90}Sr составляет 3.0–18 Бк/кг (Матишов и др., 2014). Целью исследования является определение удельной активности ^{90}Sr в верховом торфе болота Ненецкого автономного округа (восточная часть округа) и выявление особенностей вертикальной миграции изотопа в торфе.

Объекты и методы. На территории Ненецкого автономного округа промышленные объекты расположены в восточной части, и локальные источники загрязнения природной среды ^{90}Sr отсутствуют. В округе развит топливно-энергетический комплекс. Нефтегазовая промышленность является ведущей отраслью экономики округа и оказывает наибольшее влияние на природные комплексы Ненецкого автономного округа. Воздействие на природную среду отмечается на всех стадиях разработки месторождений. При добыче и транспортировке углеводородов происходит механическое, химическое, радиационное, биологическое, шумовое, тепловое загрязнение природной среды. Радиационное загрязнение при добыче нефти и газа связано с поступлением естественных радионуклидов на поверхность в составе минерализованных попутных вод и с превышением их естественного уровня (природного фона).

Объект исследования – верховой торф мохового типа, отобранный на территории Ненецкого автономного округа на глубине 27 см. Место взятия торфяной колонки – в 27 км восточнее

города Нарьян-Мар (координаты точки взятия колонки N67.61729°, E53.62222°). Шифр колонки – ТН-2. Торфяную колонку отбирали в летний период 2019 г. в соответствии с государственным стандартом (ГОСТ 17.4.3.01-2017, 2018). После отбора колонка торфа была разделена на 13 слоев (проб): первый верхний слой 0–3 см, интервал деления следующих слоев – 2 см.

В пробах верхового торфа определено шесть основных физико-химических показателей. Актуальную (pH_{water}) и обменную кислотность (pH_{salt}) определяли потенциометрическим методом (ГОСТ 11623-89, 1990) и измеряли на анализаторе жидкостей Эксперт 001-3 с применением комбинированного стеклянного электрода ЭСК-10603. Зольность (A_{sh}), массовую долю карбонатов (CO_3^{2-}), содержание водорастворимых солей (Soluble salts) определяли гравиметрическим методом (ГОСТ 26213-91, 1992; ГОСТ 26423-85, 2011; ГОСТ 27784-88, 1988). Массовую долю органического вещества (X) определяли расчетным методом, учитывая зольность (ГОСТ 26213-91, 1992; ГОСТ 27784-88, 1988). Для определения физико-химических свойств использовали сушильный шкаф Memmert UF75plus, муфельную печь ЭКПС-10 и аналитические весы ВЛ-224В.

Также в пробах верхового торфа определена удельная активность радионуклида ^{90}Sr бета-радиометрическим методом с радиохимической подготовкой согласно аттестованной методике (Методика измерений…, 2013). Методика основана на измерении бета-излучения счетного образца, содержащего селективно выделенный из пробы иттрий-90 (^{90}Y), являющийся дочерним продуктом распада ^{90}Sr и находящийся с ним в радиоактивном равновесии в пробе, и расчете удельной активности ^{90}Y (^{90}Sr) в пробе. Измерение счетных образцов выполнялось с применением альфа-бета радиометра РСК-01А «Абелия» с программным обеспечением «Абелия 1.0.7.0» непосредственно после его приготовления. По каждому счетному образцу проводили пять измерений. Продолжительность единичного измерения счетного образца 1000 с.

Результаты и обсуждение. Жидкая фаза ($3.9 \leq pH_{water} \leq 4.4$) и твердая фаза ($3.2 \leq pH_{salt} \leq 3.7$) исследуемого верхового торфа имеют кислую реакцию среды.

Согласно литературным данным, конституционная (первичная) зольность верхового торфа, источником которой является минеральная часть растений, составляет 2.5–4.0 %. Исследуемый верховой торф является среднезольным и высокозольным ($5.0\ \% \leq A_{sh} \leq 57\ \%$). Высокая зольность наблюдается в самых верхних слоях торфяного профиля и, возможно, обусловлена наносной (вторичной) зольностью, представленной неорганическими соединениями атмосферных выпадений производственных объектов округа.

Химические элементы в торфе находятся в виде ионов, солей или комплексных соединений. В верховом торфе массовая доля карбонатов составляет 0.26–0.60 %. В самых верхних (глубина 0–7 см) и нижних слоях (глубина 19–27 см) наблюдается максимальное значение показателя, возможно обусловленное выщелачиванием из верхних слоев. Содержание водорастворимых солей варьирует в диапазоне 1.1–1.8 мг/г. Засоленность торфа отсутствует (количество водорастворимых солей менее 0.3 %). Верховой торф отличается высокой долей органического вещества (от 43 % до 95 %). Торфяной профиль представлен заторфованным грунтом ($A_{sh} > 50\ \%$). Только верхний слой торфяного профиля (глубина 0–3 см) состоит из высокозольного торфа ($10\ \% < A_{sh} < 50\ \%$).

Техногенный изотоп зафиксирован по всему торфяному профилю (рис.), удельная активность ^{90}Sr составляет 0.63–1.9 Бк/кг. Полученные значения согласуются с данными по удельной активности техногенного изотопа в почвах России. Среднее значение удельной активности ^{90}Sr составляет 0.94 ± 0.02 Бк/кг, что не превышает установленный минимально значимый норматив (СанПиН 2.6.1.2523-09, 2009) и ниже среднего параметра для всех почв России. ^{90}Sr локализуется в верховом торфе неравномерно. Минимальные удельные активности ^{90}Sr наблюдаются в самой верхней части профиля (на глубине 0–7 см), максимальная удельная активность ^{90}Sr – в средней части профиля (на глубине 15 см). Пики в средней и нижней части профиля, вероятно, связаны с аварией на Чернобыльской АЭС (1986 г.) и ядерными испытаниями до 1963 г., соответственно.

Удельная активность ^{90}Sr
в верховом торфе (профиль ТН-2)

Вертикальный миграционный путь ^{90}Sr в торфяном профиле обусловлен содержанием водорастворимых солей, что подтверждается математическим корреляционным анализом ($r = 0,70 \pm 0,14$). При большом содержании водорастворимых солей (например, $(NH_4)_2CO_3$, K_2CO_3, Na_2CO_3; $(NH_4)_3PO_4$, K_3PO_4, Na_3PO_4 и др.) отмечается высокая удельная активность ^{90}Sr в верховом торфе. Стронций является щелочноземельным элементом. По химическим свойствам Sr^{2+} подобен обменным катионам NH_4^+, K^+, Na^+ и образует карбонаты и фосфаты. Наличие анионов CO_3^{2-}, PO_4^{3-} в торфе способствует поглощению Sr^{2+}. Значимые корреляционные зависимости между удельной активностью ^{90}Sr и другими физико-химическими показателями торфа не установлены.

Выводы. В верховом торфе промышленной зоны Ненецкого автономного округа (восточная часть) удельная активность техногенного радионуклида ^{90}Sr составляет 0.63–1.9 Бк/кг. Активность ^{90}Sr не представляет опасности для биоты и человека. Накоплению ^{90}Sr в торфяном профиле способствуют водорастворимые соли. Вертикальный миграционный путь ^{90}Sr показал, что основными его источниками для округа являются прошлые глобальные выпадения от ядерных испытаний, чернобыльской аварии.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РНФ 20-77-10057 «Диагностика деградации мерзлоты на базе изотопных трассеров ($^{234}U/^{238}U$, $\delta^{18}O+\delta^{2}H$, $\delta^{13}C+^{14}C$)».

Список литературы

Вакуловский С.М., Прписнова М.В., Ким В.М. и др. Комплексное радиоэкологическое обследование территорий и прилегающих акваторий вблизи пунктов базирования и утилизации атомных подводных лодок // Известия вузов. Ядерная энергетика. 2008. № 4. С. 51–56.

Василенко И.Я., Василенко О.И. Стронций радиоактивный // Энергия: экономика, техника, экология. 2002. № 4. С. 26–32.

ГОСТ 17.4.3.01-2017. Охрана природы. Почвы. Общие требования к отбору проб. М.: Стандартинформ, 2018. 8 с.

ГОСТ 11623-89. Торф и продукты его переработки для сельского хозяйства. Методы определения обменной и активной кислотности. М.: Издательство стандартов, 1990. 5 с.

ГОСТ 26213-91. Почвы. Методы определения органического вещества. М.: Издательство стандартов, 1992. 6 с.

ГОСТ 26423-85. Почвы. Методы определения удельной электрической проводимости, pH и плотного остатка водной вытяжки. М.: Стандартинформ, 2011. 7 с.

ГОСТ 27784-88. Почвы. Метод определения зольности торфяных и оторфованных горизонтов почв. М.: Издательство стандартов, 1988. 6 с.

Ильин Г.В., Матишов Г.Г., Усягина И.С., Валуйская Д.А. Техногенные радионуклиды в прибрежной зоне Кольского полуострова // Изучение водных и наземных экосистем: история и современность. Тезисы докладов II Международной научно-практической конференции. Севастополь, 2022. С. 220–221.

Киселев Г.П., Яковлев Е.Ю., Дружинин С.В. и др. Естественная и техногенная радиоактивность донных отложений озер Северо-Запада России (на примере Республики Карелия и Архангельской области) // Успехи современного естествознания. 2017. № 12. С. 152–157.

Лурье А.А., Кубасова М.С. Современное состояние содержания ^{137}Cs в компонентах лесных биоценозов Архангельской области // АНРИ. 2015. № 1. С. 41–47.

Матишов Г.Г., Касаткина Н.Е., Усягина И.С., Фарион Д.А. Искусственные радионуклиды в съедобных дикорастущих грибах и ягодах Мурманской области // Доклады академии наук. География. 2014. Т. 455, № 5. С. 589–594.

Матишов Г.Г., Усягина И.С., Ильин Г.В. Реконструкция поступления и миграции ^{137}Cs и ^{90}Sr в экосистеме Баренцева моря // Вестник Российского фонда фундаментальных исследований. 2022. № 2 (114). С. 119–135.

Методика измерений удельной активности стронция-90 (^{90}Sr) в пробах почв, грунтов, донных отложений и горных пород бета-радиометрическим методом с радиохимической подготовкой. М.: ФГУП «ВИМС», 2013. 19 с.

Постановление Главного государственного санитарного врача Российской Федерации от 07.07.2009 № 47 Об утверждении СанПиН 2.6.1.2523-09 «Нормы радиационной безопасности (НРБ-99/2009)». URL: https: //docs.cntd.ru/document/902170553 (дата обращения: 01.04.2022).

Унгуряну Т.Н., Степовая Д.А., Беляевская И.А. и др. Оценка химической и радиологической безопасности дикорастущих грибов и ягод, произрастающих на территории Архангельской области // Оригинальное исследование. 2023. Т. 30, № 1. С. 17–27.

Яковлев Е.Ю., Кудрявцева А.А., Орлов А.С. Моделирование нисходящего переноса ^{210}Pb на примере естественного торфяника Иласского болотного массива Европейской Субарктики России: модель IP-CRC // Вестник геонаук. 2023. № 7. С. 43–51.

Яковлев Е.Ю., Орлов А.С., Очеретенко А.А. и др. Радионуклиды атмосферных выпадений в торфяно-болотных экосистемах Европейской субарктики России // Западно-Сибирские торфяники и цикл углерода: прошлое и настоящее. Материалы 6-го Международного полевого симпозиума. Томск, 2021. С. 214–216.

Яковлев Е.Ю., Очеретенко А.А., Дружинина А.С. и др. Источники и вертикальное распределение радионуклидов атмосферных выпадений в торфяно-болотных экосистемах Европейской субарктики России (на примере Архангельской области) // Новое в познании процессов рудообразования: Труды молодых ученых, посвященные 90-летию ИГЕМ РАН. М.: ИГЕМ РАН, 2020. С. 172–175.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ТРИАСОВЫХ ПОРОД ДОЛОМИТОВОЙ ФОРМАЦИИ КУРАЧИНА БАССЕЙНА ПАЛЬМИРЫ

Мохаммад Н.[1, 2], Зорина С.О.[1] , Хамада Н.[1, 2]

[1] *Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, nosheen.g.mohammad@gmail.com; svzorina@yandex.ru; nadia.m.hamada@gmail.com*
[2] *Дамасский университет, Дамаск, Сирия*

Введение. Бассейн Пальмиры расположен в северной части Аравийской плиты, он граничит с несколькими тектоническими зонами, включая систему разломов Мертвого моря и впадину Евфрата. В ходе конвергентного взаимодействия между Аравийской и Евразийской плитами рассматриваемый регион претерпел существенные изменения. В течение триасового периода в бассейне Пальмиры происходило мощное осадконакопление, характеризующееся отложением доломитовых, известняковых, сланцевых и ангидритных слоев. Тектоническая активность, выраженная в формировании разломов и складок, также способствовала литостратиграфическому развитию доломитовой формации Курачина.

Литостратиграфическая характеристика доломитовой формации Курачина. Доломитовая формация Курачина представляет собой толщу горных пород среднетриасового возраста, типичными для которых является преобладание доломитовых известняков, глинистых слоев, известковых пород и ангидритных отложений (Barazangi et al., 1993). Эта формация характеризуется повторяющейся последовательностью отложений, сформировавшихся в мелководной морской среде (рис.).

Формацию можно разделить на три горизонта, у каждого из которых свои особенности осадконакопления. Нижний горизонт в целом сложен доломитовым известняком с глинистыми прослоями. Средний горизонт отличается более мощными отложениями доломита и известняка. Верхний горизонт характеризуется повышенными содержаниями ангидрита, что указывает на смену обстановки среды осадконакопления в сторону более эвапоритовой (Brew, 2001).

Осадочные фации и среда осадконакопления. Осадочные фации в формации доломитов Курачина характеризуются разнообразием сред осадконакопления от мелководных морских до лагунных. Преобладание доломита и известняка предполагает существование динамической среды осадконакопления – приливно-отливные течения и волновые движения. Наличие глинистых слоев, перемежающихся с доломитовыми фациями, указывает на периодические колебания в условиях осадконакопления, вероятно вызванные изменениями уровня моря или климатических условий (табл.).

Ангидритные слои в пласте указывают на повышенный уровень эвапоритизации, который мог возникнуть в результате периодов засушливого климата (Mohammad et al., 2024). Рассматриваемые отложения имеют важное значение для понимания диагенетических процессов, повлиявших на пласт, включая доломитизацию и образование вторичной пористости – критических факторов для разведки углеводородов (Mohammad et al., 2023).

Литологические и седиментационные особенности условий осадконакопления курачинской доломитовой свиты

Доломитовая свита Курачина	Литология	Обстановки	
	Доломит: пористый, трещиноватый с переслаиванием сланца и ангидрита, который сменяется известняком с меньшей пористостью	Средне-мелководные морские фации. На дне – это открытые морские фации средней глубины, которые постепенно сменяются фациями замкнутого моря, а затем лагунными фациями	От внутреннего морского шельфа до приливного

Триасовая доломитовая формация Курачина с карбонатно-эвапоритовой сукцессией и связанные с ними литофации играют важную роль в образовании и накоплении углеводородов. Наличие микрита говорит о том, что среда осадконакопления была спокойной и неглубокой, что позволяло накапливать мелкозернистые отложения. В то же время жилы ангидрита и пирита предполагают, что окружающая среда была бескислородной с периодами эвапоритизации. Наличие пирита также предполагает обилие органического вещества в окружающей среде (рис.).

Некоторые фации известняковых отложений в доломитовой формации Курачина, с минеральным процентным содержанием (определенным по данным рентгеновского дифракционного анализа)

Влияние тектонических процессов на литостратиграфию. Тектоническая эволюция бассейна Пальмиры сыграла огромную роль в формировании доломитовой формации Курачина. Сложная тектоническая история региона, характеризующаяся несколькими этапами сжатия и расширения, способствовала формированию серии разломов и складок, определивших стили осадконакопления. Разломы и складки создали структурные ловушки, которые могут иметь решающее значение для накопления углеводородов. Деформация доломитовой формации Курачина привела к развитию трещин и разломов, которые усилили вторичную пористость доломитов, сделав их потенциальными резервуарами для нефти и газа.

Разведка углеводородов. Доломитовая формация Курачина обладает обширными возможностями для разведки углеводородов благодаря ее благоприятным литологическим

и структурным особенностям. Наличие доломитовых фаций с высокой вторичной пористостью в сочетании со структурными ловушками, сформированными разломами и складками, делает этот пласт перспективным для разведки нефти и газа.

Понимание среды осадконакопления и тектонической истории доломитовой формации Курачина имеет важное значение для прогнозирования местоположения и качества углеводородных коллекторов. Сочетание литостратиграфического и структурного анализа позволяет выявлять перспективные для разведки регионы и разрабатывать более эффективные подходы.

Выводы. Литостратиграфическая оценка доломитовой формации Курачина бассейна Пальмиры несет ценную информацию о геологической истории и эволюции этого региона в триасе. В исследовании подчеркивается важность осадочных фаций, осадочных сред и тектонических процессов при формировании формации и ее потенциала в качестве резервуара углеводородов.

Работа выполнена за счёт средств Программы стратегического академического лидерства Казанского (Приволжского) федерального университета (ПРИОРИТЕТ-2030).

Список литературы

Barazangi M., Seber D., Chaimov T. et al. Tectonic evolution of the northern Arabian plate in western Syria // Recent evolution and seismicity of the Mediterranean region. 1993. P. 117–140.

Brew G.E. Tectonic evolution of Syria interpreted from integrated geophysical and geological analysis. Cornell University. 2001.

Mohammad N., Hamada N., Tawil A. et al. Lithostratigraphy and geological evolution of Triassic rocks in the Palmyride Basin in Syria // News of the Ural State Mining University. 2023. Vol. 70, N 2. P. 7–17. http://doi.org/10.21440/2307-2091-2023-2-7-17.

Mohammad N. et al. Wavelet transform analysis of mesozoic sedimentary cycles (middle triassic) in the Palmyride Basin: Implications for sequence stratigraphy // Известия УГГУ. News of the Ural State Mining University. 2024. Vol. 74, N 2. P. 7–16. http://doi.org/10.21440/2307-2091-2024-2-7-16.

ОЦЕНКА РЕСУРСОВ МЕСТНЫХ СТРОИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ ПРИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАРЕЛИИ

Никифоров А.Г.

ООО ГЕО «Комплекс», eoaster@yandex.ru

Введение. Инженерно-геологические условия Республики Карелия, как и территории Фенноскандинавского щита в целом, благоприятны для широкого использования местных строительных материалов (Минерально сырьевая база…, 2006). Это связано с обилием коренных скальных пород, песков разной крупности, галечниковых, гравийных и валунных грунтов. Основные решения по использованию местных строительных материалов принимаются по результатам инженерно-геологических изысканий (этап проектирования) и контрольных испытаний свойств грунтов (этап строительно-монтажных работ). Применение находят не только пески и галечниковые грунты, но и отвалы супесчаного и суглинистого состава, которые можно использовать для отсыпки пазух котлована, траншей, планировки территории. Принцип использования местных строительных материалов экономичен и экологичен при надлежащем контроле состава и состояния грунтов. В данной работе приведена классификация наиболее распространенных грунтов четвертичных отложений Карелии с точки зрения их применимости в качестве местных строительных материалов. В качестве исходных данных использованы результаты лабораторных испытаний грунтов в рамках инженерно-геологических изысканий.

Методы. Пробы грунтов отбирались комплексом методов, включающих колонковое бурение, шурфы и выемки. Пески и глинистые грунты исследованы стандартным набором испытаний в рамках инженерно-геологических работ (определение гранулометрического состава, содержания органики, химического состава водной вытяжки, засоленности, карбонатности, загипсованности и деформационных характеристик грунтов) и классифицированы согласно (ГОСТ 25100-2020, 2020). Для приведения показателей гранулометрического состава, определенного в соответствии с (ГОСТ 12536-2014, 2014), к классификации по (ГОСТ 8736-2014, 2014) использован коэффициент корреляции согласно (Козлов, 2011). Неоднородность грунтов вычислена в соответствии с (ГОСТ 25100-2020, 2020), неоднородность строения грунтовых массивов определена в процессе инженерно-геологической съемки (масштабы 1 : 2000, 1 : 5000, 1 : 10000) согласно литолого-фациальным особенностям.

Результаты. *Ледниковые отложения.* Основная морена слагает обширные территории на Фенноскандинавском щите. Литологически моренные грунты неоднородны по составу, также прослеживается неоднородность грунтового массива, связанная с наличием внутриморенных линз, останцов, валунов. В районах развития чешуйчатой морены наблюдается горизонтальная неоднородность с чередованием в пределах 50–100 м супесчано-суглинистых разновидностей (д. Авдеево), пылеватых и гравелистых песков (п. Ледмозеро). Основная морена сложена мощными (до 20 м) слоями, порой залегающими горизонтально или наклонно (супесчаная морена сверху, суглинистая – ниже, например: г. Петрозаводск, южная часть Прионежского района). В Северной и Западной Карелии распространены морены, представляющие собой валунно-песчаную смесь. Локально данные грунты используются как источник песка II класса разной крупности и песчано-галечниковых смесей. Причина отнесения данных грунтов ко II классу связана с литологически обусловленной неоднородностью морены, содержащей как крупные включения, так и пылевато-глинистые частицы. Все моренные грунты, включая супесчано-суглинистые разновидности, после удаления валунов могут использоваться для отсыпки пазух котлованов и траншей, являясь нетекучими, не содержащими органические остатки грунтами.

Флювиогляциальные отложения служат основным источником качественных строительных песков I класса, галечниковых грунтов и песчано-гравийных смесей. Причина – в особенностях осадконакопления в условиях временного потока движущейся воды без фрагментов органического вещества в переносимом материале (ледниковая обстановка). Наибольшее значение имеют линейные флювиогляциальные структуры – озы (Демидов, 1998).

Флювиогляциальные внутриморенные отложения слагают линзы и прослои мощностью до 4 м внутри супесчаных и суглинистых морен, представлены чаще всего песками мелкими и средней крупности. Имеют наибольшее распространение в зонах краевых морен, на отдельных участках основной морены (г. Петрозаводск: районы Древлянка, Перевалка, Рыбка). Степень однородности каждой локальной линзы высокая, но локальное расположение линз не позволяет оценивать их как значимый ресурс без привлечения геофизических методов и проектной необходимости.

Флювиогляциальные приледниковые отложения представлены песками разной крупности, часто с валунами и галькой (например, в районе оз. Сямозеро и оз. Лососинное), обладают высокой неоднородностью состава и широким распространением по площади (протяженность – первые километры) и мощностью 10–15 метров. Часто встречаются супесчаные и суглинистые линзы озерно-ледникового происхождения, останцы моренных грунтов. Локально встречаются валунные грунты (район р. Кутижма, д. Видлица). Значительной ресурсной базой песка и гравийных смесей являются камовые структуры (Демидов, 1998).

Озерные и озерно-ледниковые отложения представлены слоистыми однородными по составу грунтами – глинами, суглинками, супесями и песками, с прослоями галечниковых отложений. Озерные отложения, как правило, имеют высокую мощность (до 40 м в Приладожье и до 55 м в Олонецком районе для озерно-ледниковых отложений) и значительное распространение по площади (десятки и сотни километров в зависимости от береговой линии современных и приледниковых водоемов). Озерные пески соответствуют пескам I и II класса от мелких до очень тонких. Более крупные разновидности песка не включаются в классификацию из-за высокого содержания пылевато-глинистых частиц (содержат прослои пылеватых алевритов и глин). Современные озерные супеси, глины и суглинки практически всегда представлены высокоминеральными илами текучей консистенции, не пригодными для вторичного использования. Озерно-ледниковые нетекучие глинистые грунты могут использоваться для отсыпки пазух котлованов и засыпки траншей, но при строгом контроле качества, так как данные грунты наиболее сильно подвержены процессу плывунообразования из-за прослоев пылеватых частиц.

Аллювий представлен переотложенными в русле и долине реки местными грунтами разного генезиса. В силу этого аллювий может иметь разный состав и степень однородности. В пределах русел рек, протекающих по районам развития песчаных морен и флювиогляциальных отложений, получают развитие пески I и II класса разной крупности, а аллювий рек, протекающих в пределах супесчано-суглинистых морен или морских отложений (р. Кемь, р. Выг вблизи устья), представлен высокоминеральными илами, не пригодными к использованию в строительной отрасли.

Оценка ресурсов местных строительных материалов проводилась по следующим критериям: *1. Модуль крупности и содержание глинистых частиц для песков и некоторых пылеватых грунтов. 2. Характеристики заполнителя для крупнообломочных грунтов. 3. Содержание и диаметр твердых включений для всех типов дисперсных грунтов. 4. Способность грунтов к плывунообразованию*. Учитывался факт, что грунты Карелии не относятся к водорастворимым и засоленным в силу геологических причин.

Модуль крупности определялся для песков с получением прямого результата в соответствии с (ГОСТ 8736-2014, 2014) и с пересчетом через интегральную крупность согласно (Козлов, 2011). Результаты 1023 частных лабораторных определений для песков сведены в таблицу. В таблице и далее по тексту используются следующие сокращения: aQ – аллювий,

lQ – озерные отложения, gQ – ледниковые отложения (моренные), lgQ – озерно-ледниковые отложения, fgQ – флювиогляциальные отложения.

Распространение песков семи групп и двух классов по крупности в отложениях разных генетических типов в Карелии

Группа песка по (ГОСТ 8736-2014, 2014)	I класс	II класс
Повышенной крупности	fgQ, aQ	fgQ, aQ
Крупный	fgQ, aQ	fgQ, gQ (Северная Карелия), aQ
Средний	fgQ, aQ	fgQ, gQ (Северная Карелия), aQ
Мелкий	fgQ, lQ, aQ	fgQ, lQ, gQ (Северная Карелия), aQ
Очень мелкий	Только II класс	fgQ, lQ, gQ (Северная и Центральная Карелия), aQ
Тонкий	Только II класс	fgQ, lQ, lgQ, gQ (Северная и Центральная Карелия), aQ
Очень тонкий	Только II класс	fgQ, lQ, lgQ, gQ (Северная и Центральная Карелия), aQ

Характеристики заполнителя для крупнообломочных грунтов определены согласно (ГОСТ 12536-2014, 2014). Крупнообломочные (валунные и галечниковые) грунты с заполнителем в виде песка от мелкого, среднего, крупного и повышенной крупности являются качественным непучинистым строительным материалом, контроль качества которого по коэффициенту уплотнения можно проводить непосредственно во время выполнения строительных работ. Встречаются в моренных грунтах Северной Карелии и флювиогляциальных отложениях. Локально выявлены в литоральных зонах Белого моря (морские отложения), в аллювиальных грунтах (чаще всего как продукт переотложения супесчано-песчаных диамиктов). Прочие крупнообломочные грунты могут служить как материал отсыпки пазух котлованов, горизонтальной планировки.

Содержание и диаметр твердых включений для всех типов дисперсных грунтов является критерием, определяющим, возможно ли использовать грунт в качестве уплотняемого основания при соблюдении прочих условий. Диаметр включений не должен превышать 15 см, а содержание – 50 % по объему, что определяет большую часть моренных грунтов Карелии как нуждающуюся в сепарации с исключением крупных валунов. Крупные валуны также встречаются в отложениях флювиогляциального генезиса. На практике удаление валунов происходит непосредственно при откопке котлованов и траншей.

Способность грунтов к плывунообразованию является отрицательной характеристикой. В данной работе не рассматриваются «истинные» плывуны – гидрофильные грунты, уже находящиеся в нарушенном (плывунном) состоянии. Данные плывуны выявляются при изысканиях, слабо отдают воду, и вопрос их использования в строительстве не возникает. При проектировании и строительстве важно оценить способность грунта проявлять плывунные свойства при изменении гидродинамической обстановки. Наибольшее количество встречающихся в Карелии случаев проявления плывунообразования на дне котлованов или при использовании отвалов связано с озерными отложениями. Здесь играют свою роль также высокая пористость данных грунтов (коэффициент пористости от 0.45 до 0.8 и выше у слабопроницаемых глин), наличие коллоидных пылеватых частиц, общая литологическая слоистая неоднородность, способствующая динамике вод. Моренные грунты редко переходят в плывунное состояние в естественных условиях, обладая низкой пористостью, но вторичное использование пылеватопесчаных морен (после нарушения естественной структуры) должно сопровождаться уплотнением до 2.1–2.2 г/см^3 или до коэффициента уплотнения 0.95 для снижения пористости. В общем случае плывунные свойства проявляют пылеватые пески и супеси, которые могут быть выявлены во всех генетических типах отложений Карелии.

Заключение. Наиболее перспективными для использования местных строительных материалов (непучинистых песков строительных групп и классов) являются районы распространения песчаных морен (Северная и Западная Карелия), флювиогляциальных отложений, озерных и озерно-ледниковых отложений (локально). При этом все моренные грунты подходят для второстепенных строительных работ (отсыпка пазух котлованов, планировка) после удаления крупных валунов и с контролем уплотнения. Озерные и озерно-ледниковые отложения пылевато-песчаного состава чаще других генетических типов грунтов проявляют плывунные свойства.

Список литературы

ГОСТ 25100-2020. Грунты. Классификация. Введен в действие в качестве национального стандарта Российской Федерации с 1 января 2021 г. приказом Федерального агентства по техническому регулированию и метрологии от 21 июля 2020 г. № 384-ст. Разработан Научно-исследовательским проектно-изыскательским и конструкторско-технологическим институтом оснований и подземных сооружений (НИИОСП) им. Н.М. Герсеванова – институтом Открытого акционерного общества «Научно-исследовательский центр "Строительство"» (АО «НИЦ "Строительство"»), 2020 г.

ГОСТ 12536-2014 Грунты. Методы лабораторного определения гранулометрического (зернового) и микроагрегатного состава. Введен в действие в качестве национального стандарта Российской Федерации с 1 июля 2015 г. приказом Федерального агентства по техническому регулированию и метрологии от 12 декабря 2014 г. № 2022-ст. Разработан Открытым акционерным обществом «Производственный и научно-исследовательский институт по инженерным изысканиям в строительстве» (ОАО «ПНИИИС»), 2014 г.

ГОСТ 8736-2014 Песок для строительных работ. Технические условия (с Поправкой). Введен в действие в качестве национального стандарта Российской Федерации с 1 апреля 2015 г. приказом Федерального агентства по техническому регулированию и метрологии от 18 ноября 2014 г. № 1641-ст. Разработан Федеральным государственным унитарным предприятием «Научно-исследовательский и проектно-изыскательский институт по проблемам добычи, транспорта и переработки минерального сырья в промышленности строительных материалов» (ФГУП «ВНИПИИстромсырье»), 2014 г.

Демидов И.Н. Этапы формирования и особенности локализации полезных ископаемых Карелии в четвертичном периоде // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 1. Петрозаводск, 1998. С. 137–142.

Козлов А.В. К вопросу о соответствии классификаций ГОСТ 25100-95 и ГОСТ 8736-93 для песка по крупности // Вестник МГСУ, 1997-0935, 3-2 123-127, Россия, Москва, 2011. С. 123–127.

Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 2: Неметаллические полезные ископаемые. Подземные воды и лечебные грязи / В.П. Михайлов и др. Петрозаводск: Карелия, 2006. 355 с.

МИГМАТИЗАЦИЯ ПОРОД ОСНОВНОГО СОСТАВА В ПРЕДЕЛАХ ЧУПИНСКОЙ ТОЛЩИ БЕЛОМОРЬЯ

Николаева А.М.[1], Балтыбаев Ш.К.[1, 2], Юрченко А.В.[2]

[1] *Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, annnikola33@gmail.com*
[2] *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН*

Высокотемпературный метаморфизм приводит к плавлению пород с образованием различных типов мигматитов. При определенных внешних условиях частичное плавление реализуется и по протолиту основного состава. В данном сообщении рассматриваются *PT*-условия и флюидный режим плавления небольшого массива метагаббронорита в пределах чупинской толщи Беломорья.

Следует отметить, что мигматиты широко развиты в Беломорском подвижном поясе и являются одним из распространённых типов пород этой структуры. Предшественниками проводилось детальное изучение мигматитов Беломорского комплекса, например, в районе мыса Толстик и прилегающих островов, где отчетливо устанавливается не менее трех эпизодов ультраметаморфизма, разделенных внедрившимися телами друзитов. В районе участка Тупой Губы выделяется минимум два эпизода ультраметаморфизма. Первые мигматиты гранулитовой фации, а вторые образованы после внедрения тел тоналитов и трондьемитов (Ранний докембрий…, 2005).

Предполагается, что чупинские гнейсы были дважды мигматизированы, сначала в ходе неоархейской коллизии (2.72–2.69 млрд лет), а потом в палеопротерозое в процессе свекофеннской коллизии. Исследование неосомы мигматитов показало, что они полихронны и развиваются по различному субстрату (Слабунов, 2008).

Изученный нами массив метагаббронорита расположен в центральной части Чупинского парагнейсового пояса в центральной части Беломорья. Пояс сложен мигматизированными гранат-биотитовыми и кианит-гранат-биотитовым гнейсами, среди которых отмечаются линзовидные тела мелкозернистых гранат-биотитовых гнейсов – реликты наименее измененных первично осадочных пород (Слабунов, 2008). Эти породы прорваны небольшими телами основных и ультраосновных пород в виде даек или массивов.

Массив представляет собой линейно-вытянутое тело субширотного простирания, небольшой видимой мощности до 50 м в поперечнике и длиной более 100 м. Массив представлен мигматизированными гранат-амфиболовыми кристаллосланцами и амфиболитами. Мигматизация пород массива неравномерная. Наблюдается два типа лейкосом, отличающихся размером, минеральным составом и отвечающих разным этапам мигматитообразования. Первые, более ранние, лейкосомы небольшие по мощности, от совсем тонких миллиметровых прожилков до 5 см, состоят преимущественно из лейкократовых минералов – кварца и полевого шпата, встречаются единичные зерна мелкого граната, при этом амфиболитизация вокруг этих обособлений не такая интенсивная, как в другом типе.

Более интенсивно проявлена мигматизация, секущая более раннюю лейкосому, вдоль зон сдвигового течения северо-западного простирания. Здесь лейкосома имеет вид крупнозернистых лейкократовых обособлений мощностью до 20–30 см, содержащих гранат и клинопироксен. Вокруг нее наблюдается мощная амфиболитизация и укрупнение зерен амфибола и граната.

Для состава метагаббронорита этого массива на *PT*-диаграммах фазовых равновесий, рассчитанных методом минимизации энергии Гиббса в программе PERPLEX v. 7.16 (Connolly, 1990, с обновлениями до 2023 г.), выполненных при разных соотношениях H_2O и CO_2, установлено следующее (рис.). При преимущественно водном флюиде в породе минимальная

температура появления расплава 670 °C в диапазоне давлений от 8.5 кбар и выше. При снижении давления температура появления расплава увеличивается до 770 °C. Таким образом, изменение давления на 1 кбар приводит к повышению температуры плавления ~10 °C. При этом верхняя область поля, начиная с 5 кбар, существующего расплава всегда содержит в своем составе железомагнезиальную фазу – гранат, в отличие от низкобарической области, в которой присутствуют ортопироксен и биотит.

При появлении в системе CO_2 = 0.3 увеличивается температура появления первых порций расплава до 770 °C по сравнению с водонасыщенной системой почти на 100 °C (рис., В). При этом фактор давления перестает играть существенную роль на их появление. Гранат присутствует вместе с расплавом в области давлений выше 7 кбар, что выше на 2 кбар по сравнению с водонасыщенной системой. Заметно увеличивается поле устойчивости клинопироксена, а биотит сохраняется до 850 °C и 5 кбар.

При увеличении количества CO_2 = 0.6 минимальная температура плавления также увеличивается до 790 °C (рис., Г), при этом фактор давления начинает играть обратную роль, по сравнению с водонасыщенной системой, увеличивая температуру появления первых порций расплава при более высоком давлении до 840 °C, что на 150 °C больше, чем в водонасыщенной системе. Гранат с расплавом присутствует в области выше 9 кбар, клинопироксен устойчив во всем поле рассматриваемых диапазонов температуры и давления, а биотит устойчив до 860 °C и 8.2 кбар.

PT-диаграммы фазовых равновесий, рассчитанные методом минимизации энергии Гиббса в программе Perplex (Connolly, 1990) для метагаббронорита при разном водно-углекислотном флюиде:

А – полная фазовая диаграмма при водонасыщенном флюиде; Б–Г – области, ограниченные появлением расплава: Б – содержание CO_2 = 0.0, В – содержание CO_2 = 0.3, Г – содержание CO_2 = 0.6. Сокращения минералов даны по (Whitney, Evans, 2010)

Анализ фазовых диаграмм равновесий позволяет установить также химический состав лейкосом при разных заданных параметрах температуры и давления. Так, при постоянном давлении (например, 9 кбар) и увеличении температуры резко повышается содержание Al_2O_3, FeO, MgO, CaO, но понижается содержание SiO_2, Na_2O, K_2O. Такая тенденция заметна и при давлении, равном 7 и 5 кбар.

Если зафиксировать температуру (например, на отметке 780 °C) и увеличивать давление, то будет заметна следующая зависимость: содержание SiO_2, FeO, MgO, Na_2O, K_2O уменьшается, а содержание CaO и Al_2O_3 повышается (табл.).

Составы расплавов при разных параметрах *P* и *T*

P, кбар	T, °C	SiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
CO_2 = 0.0									
P=9	T=900	58.43	17.38	2.16	0.81	5.62	3.11	0.94	11.55
	T=780	64.92	14.78	0.43	0.08	4.32	2.91	1.04	11.53
	T=660	64.63	14.12	0.08	0.00	2.63	3.61	2.45	12.48
P=7	T=900	57.56	17.82	3.40	0.86	5.37	3.74	0.96	10.28
	T=780	66.42	14.33	0.80	0.15	3.76	3.17	1.14	10.23
P=5	T=900	59.42	16.87	3.53	0.99	4.42	4.47	1.52	8.78
	T=780	67.50	13.95	0.91	0.20	3.13	3.51	2.15	8.65
CO_2 = 0.6									
P=9	T=900	66.00	16.19	1.73	0.34	3.99	2.03	5.22	4.51
P=7	T=900	66.23	15.86	1.97	0.42	3.73	2.29	5.42	4.08
P=5	T=900	67.04	15.40	2.12	0.49	3.55	2.50	5.42	3.49

Краткий обзор литературных данных о плавлении основных пород не противоречит нашим данным о количестве и составе гранитного расплава, который может быть получен при метаморфизме и плавлении метагаббронорита. Например, на северо-западе Шотландии в районе льюисовского гранулито-гнейсового комплекса частичное плавление *in situ* метагабброидных пород привело к образованию крупнозернистых плагиогранитных лейкосом с клинопироксеном (Johsonon et al., 2012). Показано также (Flagler, Spray, 1991), что плагиограниты Фрунье в канадских Аппалачах были образованы в два этапа: на первом этапе при высокотемпературном метаморфизме происходили пластические деформации в сдвиговых зонах и образовывались амфиболиты по габбро, на втором этапе происходило частичное плавление амфиболита с образованием лейкосом плагиогранитного состава. Два разных типа мигматита, сегрегационный и жилообразный, выделяются в архейских метабазитах к югу от канадского Гренвильского фронта (Sawyer, 1991): лейкосомы жильного типа обогащены K_2O, Ba, Cs, Rb, LREE, Th, Hf, Zr и P_2O_5 по сравнению с их метабазитовым протолитом и имеют более высокие отношения La/Yb. В отличие от них лейкосомы из сегрегированных мигматитов обеднены REE, Sc, V, Cr, Ni, Co, Ti, Th, Hf, Zr, Nb и P_2O_5 по сравнению с исходными породами. В мигматизированном комплексе Скаттера в северных каледонидах Норвегии (Selbekk et al., 2000) в мигматизированном метагаббро отмечена связь лейкосомы с дайковым магматизмом, что свидетельствует о сегрегации расплава и его перемещении.

Таким образом, можно сделать следующие выводы:

1. Начальная температура плавления пород может изменяться на 50–150 °C в зависимости от соотношения компонентов водно-углекислотного флюида.
2. Связь лейкосом с локальными сдвиговыми зонами указывает на важную роль деформаций при частичном плавлении для изученного метагаббронoритового массива.

Авторы благодарят за совместные полевые работы и консультации д.г-м.н. В.В. Балаганского (ГИ ФИЦ КНЦ РАН, г. Апатиты). Работа выполнена при финансовой поддержке темы госзадания ИГГД РАН FMUW-2022-0002.

Список литературы

Ранний докембрий Балтийского щита. СПб: Наука, 2005. 255 с.

Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов, Петрозаводск: КаНЦ РАН, 2008. 146 с.

Connolly J.A. Multivariable phase-diagrams – an algorithm based on generalized thermodynamics // Amer. J. Sci. 1990. Vol. 290. P. 666–718.

Flagler P.A., Spray J.G. Generation of plagiogranite by amphibolite anatexis in oceanic shear zones // Geology. 1991. Vol. 19. P. 70–73.

Johnoson T.E., Fischer S., White R.W. et al. Archaean intracrustal differentiation from partial melting of metagabbro-field and geochemical evidence from the central region of the Lewisian Complex // Journal of Petrology. 2012. Vol. 53, N 10. P. 2115–2138.

Sawyer E.W. Disequilibrium melting and the rate of melt-residuum separation during migmatization of mafic rocks from the Grenville Front, Quebec // Journal of Petrology. 1991. Vol. 32. Part 4. P. 701–738.

Selbekk R.S., Skjrlier K.P., Pederson R.B. Generation of anorthositic magma by HO-fluxed anatexis of silica-undersaturated gabbro: an example from the north Norwegian Caledonides // Geol. Mag. 2000. Vol. 137, N 6. P. 609–621.

Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // Amer. Miner. 2010. Vol. 95, Iss. 1. P. 185–187.

О ВЛИЯНИИ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ НА НАКОПЛЕНИЕ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАДИОНУКЛИДОВ В ТОРФЯНЫХ ЗАЛЕЖАХ СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ (на примере Иласского болотного массива Архангельской области)

Орлов А.С., Яковлев Е.Ю.

Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики им. академика Н.П. Лаверова УрО РАН, Архангельск, Россия, alseror@yandex.ru

Болотные экосистемы занимают огромные площади (до 30 % от территорий Российской Арктики) и являются основными биоценозами Европейского Севера России (Сирин и др., 2017). Верховые (омбротрофные) торфяники в связи с преимущественным атмосферным питанием, с одной стороны, являются уникальными экологическими архивами, исследование которых дает ценную информацию для понимания прошлых экологических и климатических событий, а с другой стороны, содержат данные об антропогенных загрязняющих нагрузках, связанных с накоплением широкого спектра атмосферных загрязнителей (Шевченко и др., 2015; Savichev et al., 2020). Торфяные залежи, как неотъемлемый компонент болотных экосистем, стали основными концентраторами техногенной радиоактивности, поступившей на поверхность Земли с начала атомной эры (Mroz et al., 2017; Roux, Marshall, 2011; Yakovlev et al., 2021). Особенно остро эта проблема стоит для Архангельской области, где в 60-е гг. XX в. на территории о. Новая Земля проводились масштабные ядерные испытания, в результате которых в окружающую среду поступило значительное количество радиоактивных материалов. Ряд выпавших на поверхность торфяников радионуклидов оказался зафиксирован органическими и минеральными компонентами торфа в толще залежей болотных массивов. Депонированные в северных торфяниках радионуклиды вызывают озабоченность как с точки зрения повышения дозовых нагрузок на биоту торфяно-болотных экосистем, так и требуют проявления осторожности при хозяйственном использовании торфа, например, в качестве удобрений или топлива (Helariutta et al., 2000). В связи с глобальным потеплением климата и возрастающей техногенной нагрузкой на болотные экосистемы, связанной с курсом государственной политики, направленным на активное освоение Арктических территорий и в том числе Архангельской области (Указ Президента РФ…, 2020), значительно меняются гидрологические и физико-химические характеристики торфяных отложений. Такое изменение физико-химических параметров и условий торфяных залежей может послужить причиной миграции зафиксированных ими радионуклидов, что создает дополнительные экологические риски. При этом структура связей между гидрологическим режимом, физико-химическими и радиационными параметрами является очень сложной и до конца не изучена, а представленные в литературе результаты противоречивы и ограничиваются в основном изучением вертикального распределения радионуклидов в залежах болот Западной Европы в контексте исторических поступлений (Fialkiewicz-Koziel et al., 2020; Lokas et al., 2014; Mroz et al., 2017; Roux, Marshall, 2011), а для Севера РФ и вовсе практически отсутствуют. Поэтому получение новых знаний о физико-химическом режиме торфяных залежей Европейского Севера РФ и изучение их влияния на подвижность и поведение радионуклидов в торфяных отложениях под действием ряда негативных факторов естественного и антропогенного генезиса является актуальной задачей.

В настоящем исследовании были задействованы традиционные и современные методы (гравиметрический метод, прямая потенциометрия и кондуктометрия, микроскопия в проходящем свете, атомно-абсорбционная спектроскопия, термическое разложение с детектированием продуктов и др.), широко применяемые в области химии и физики торфа, и современные методы радиоэкологии (гамма-спектрометрия, альфа-спектрометрия с радиохимической подготовкой). Использование этих методов, наряду со статистической обработкой

и анализом полученных экспериментальных данных обеспечивают достоверность представленных в работе результатов.

В работе изучены основные физические, химические и физико-химические параметры и особенности их изменения по вертикальному профилю торфяных залежей бореального верхового болота в естественном и антропогенно нарушенном состоянии. Выполнена оценка активности ряда радионуклидов атмосферных выпадений (Am-241, Cs-137, U-238, U-234 и Pb-210) и их распределение в профилях исследуемых залежей. С привлечением статистических методов анализа выявлены связи между физико-химическими и радиационными параметрами участков омбротрофного торфяника с естественным и трансформированным в результате осушения гидрологическим режимом. На примере Cs-137 выполнено моделирование миграции техногенных радионуклидов по профилю залежи и оценка особенностей его связывания торфом. По результатам исследований можно сделать следующие выводы:

1. Для исследуемых залежей характерно наличие контрастного окислительно-восстановительного режима: при движении от поверхности вглубь залежи умеренно-окислительные условия постепенно сменяются интенсивно восстановительными. Установлено, что осушение приводит к существенным изменениям практически всех исследуемых параметров: сопровождается снижением влагосодержания в торфе, что способствует более интенсивной аэрации и выражается в росте окислительно-восстановительного потенциала и увеличении интервала его сезонных колебаний, увеличении плотности залежи, степени разложения, содержания в торфе доли термодинамически устойчивых соединений – битумов и гуминовых кислот, а также изменениях в элементном составе, которые указывают на увеличение степени окисленности органического вещества и увеличении доли ароматических фрагментов в нем. При этом процессы физической и химической трансформации залежи в ходе осушения приводят к смещению обогащенного зольными элементами и радионуклидами слоя к поверхности залежи, а средняя скорость накопления торфа от естественного к осушенному участку снижается в 3 раза (с 0.48 ± 0.08 см/год до 0.15 ± 0.02 см/год).

2. Охарактеризованы вертикальные профили распределения радионуклидов Am-241, Cs-137, U-238, U-234 и Pb-210 в залежах естественного и нарушенных участков верхового болота. Выявлено неравномерное распределение исследуемого ряда радионуклидов, при этом для исследуемой части апробированных торфяных залежей (0–50 см) в целом наблюдается снижение активностей при движении от поверхности вглубь залежи. Запасы Cs-137 для исследуемого приповерхностного слоя мощностью 0.5 м составили 385 Бк/м^2 для естественного участка, 404 Бк/м^2 для участка с постмелиоративным заболачиванием и 717 Бк/м^2 для осушенного участка. Запасы U для исследуемого приповерхностного слоя мощностью 0.5 м составили $17.9 \cdot 10^{-4}$ г/м^2 для естественного участка, $32.4 \cdot 10^{-4}$ г/м^2 для участка с постмелиоративным заболачиванием и $25.5 \cdot 10^{-4}$ г/м^2 для осушенного участка. Таким образом, можно сказать, что осушение не оказывает существенного влияния на вымывание этих радионуклидов из залежи.

3. Показано наличие сильных положительных связей в распределении изотопов Cs-137 и Pb-210 с окислительно-восстановительными и кислотно-основными условиями, которые существенно изменяются в ходе осушения, а также обнаружена положительная связь с содержанием зольных элементов, водорастворимых солей и металлами K, Na, Mg и Mn. Для изотопов U распределение связано преимущественно с такими параметрами, как Eh, зольность, содержание карбонатов и макроэлементов Ca и Al, при этом связь с фактором Eh усиливается в ряду: естественный участок, осушенный участок, участок с постмелиоративным заболачиванием. На примере участка с естественным гидрологическим режимом показано, что межфазное распределение Cs-137 характеризуется увеличением миграционно-способных форм (растворенных и связанных со взвешенными частицами) с глубиной залежи. Так, для горизонта 0–10 см распределение между фазами торфа, взвеси, растворенных компонентов составляет 98.1, 0.9 и 0.9 %, соответственно. При этом на глубине 20–30 см распределение имеет следующее

соотношение: 85.4 % для твердой фазы торфа, 10.9 % для взвешенных частиц и 3.6 % для растворенных компонентов.

4. В условиях модельного эксперимента показано, что максимальная глубина вертикальной миграции Cs-137 в условиях естественного участка составила 17 см, при этом наблюдается неравномерное распределение по глубине: 90.5 % активности изотопной метки зафиксировано в слое 0–5 см и лишь 9.5 % в слое 5–17 см. Для осушенного участка вертикальная миграция Cs-137 составила 14 см, а распределение более равномерное: в слое 0–5 см зафиксировано 65 %, а в 5–14 см связано 35 % от вносимого количества (300 Бк) Cs-137. Увеличение параметра pH (в интервале pH от 2 до 6) сопровождается ростом степени связывания Cs-137 верховым торфом с 1.3 до 72.3 % (предельной адсорбции с 0.95 до 51.18 Бк/г).

Список литературы

Сирин А.А., Маркина А.В., Минаева Т.Ю. Заболоченность Арктической зоны России // Болотные экосистемы Северо-Востока Европы и проблемы экологической реставрации в зоне многолетней мерзлоты: Междунар. полевой симпозиум. Сыктывкар: КНЦ УрО РАН, 2017. С. 16–22.

Указ Президента Российской Федерации от 26 октября 2020 г. № 645 «О Стратегии развития Арктической зоны Российской Федерации и обеспечения национальной безопасности на период до 2035 года» [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http:// http://kremlin.ru/acts/bank/45972/page/1 (дата обращения: 27.10.2020).

Шевченко В.П., Кузнецов О.Л., Политова Н.В. и др. Поступление микроэлементов из атмосферы, зарегистрированное в природном архиве (на примере Иласского верхового болота, водосбор Белого моря) // Доклады академии наук: Геохимия. 2015. Т. 465, № 5. С. 587–592. DOI: 10.7868/S0869565215350200.

Fialkiewicz-Koziel B., Lokas E., Galka M. et al. Influence of transboundary transport of trace elements on mountain peat geochemistry (Sudetes, Central Europe) // Quaternary Science Reviews. 2020. Vol. 230. Art. 106162. DOI: 10.1016/j.quascirev.2020.106162.

Helariutta K., Rantavaara A., Lehtovaara J. Radionuclides in peat bogs and energy peat (STUK-A–143). Finland, Helsinki: Radiation and Nuclear Safety Authority, 2000. 61 p.

Lokas E., Bartminski P., Wachniew P. et al. Sources and pathways of artificial radionuclides to soils at a High Arctic site // Environmental Science and Pollution Research. 2014. Vol. 21. P. 12479–12493. DOI: 10.1007/s11356-014-3163-6.

Mroz T., Lokas E., Kocurek J. et al. Atmospheric fallout radionuclides in peatland from Southern Poland // Journal of Environmental Radioactivity. 2017. N 176. P. 25–33. DOI: 10.1016/j.jenvrad.2017.04.012.

Roux G.L., Marshall W.A. Constructing recent peat accumulation chronologies using atmospheric fall-out radionuclides // Mires and Peat. 2011. Vol. 7. Art. 08. P. 1–14.

Savichev O., Soldatova E., Rudmin M. et al. Geochemical barriers in oligotrophic peat bog (Western Siberia) // Applied Geochemistry. 2020. Vol. 113. Art. 104519. DOI: 10.1016/j.apgeochem.2019.104519.

Yakovlev E., Spirov R., Druzhinin S. et al. Atmospheric fallout of radionuclides in peat bogs in the Western segment of the Russian arctic // Environmental Science and Pollution Research. 2021. Vol. 28. P. 25460–25478. DOI: 10.1007/s11356-020-12224-7.

СОЗДАНИЕ СИСТЕМЫ МОНИТОРИНГА ГЕРМЕТИЧНОСТИ ГЕОМЕМБРАНЫ И ЛОКАЛИЗАЦИЯ УТЕЧЕК ЧЕРЕЗ ГЕОМЕМБРАНУ

Петина В.А., Иванов А.А.

ФГБОУ ВО «Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе», vicka.petina@yandex.ru

Введение. Герметичность геомембран является ключевым фактором в обеспечении экологической безопасности и надежности различных инженерных сооружений, таких как хвостохранилища, полигоны для захоронения отходов, резервуары и пруды. Утечки через геомембраны могут привести к серьезным экологическим последствиям, таким как загрязнение грунтовых вод, почвы и атмосферного воздуха, что делает контроль герметичности и локализацию утечек критически важными задачами.

Геомембраны широко используются в различных инженерных и экологических приложениях из-за их способности предотвращать проникновение жидкостей и газов. Они изготавливаются из различных полимерных материалов, таких как полиэтилен, поливинилхлорид и полипропилен, которые обладают высокой устойчивостью к химическим и физическим воздействиям. Однако со временем и под воздействием внешних факторов (температурные колебания, механические повреждения, химические реакции) целостность геомембран может нарушаться, что ведет к утечкам (рис. 1).

Рис. 1. Разрыв геомембраны

В Российской Федерации уделяется большое внимание сфере охраны окружающей среды и нормативных требований. В современном коммунальном хозяйстве предусмотрен целый комплекс мероприятий по сбору, переработке, утилизации и захоронению бытовых отходов. Действия по управлению отходами включают сортировку мусора, переработку части бытовых отходов, компостирование, сжигание отходов, а также глубокое их преобразование. В итоге все эти меры должны способствовать уменьшению количества отходов, подлежащих захоронению. Создаваемая система мониторинга утечек из хвостохранилищ и твердых коммунальных отходов (ТКО) в процессе проведения указанных мероприятий позволит своевременно проводить обнаружения и локализацию утечек, наносящих вред окружающей среде и здоровью человека.

Конечным продуктом проекта станет комплексная система мониторинга утечек в хвостохранилищах и местах захоронения ТКО. Эта система будет состоять из сети датчиков-электродов, программного обеспечения для обработки данных и набора алгоритмов для анализа данных. Принцип работы системы можно описать следующим образом (рис. 2).

Датчики-электроды будут установлены в грунтах вокруг хвостохранилищ и мест захоронения ТКО. Они будут размещены таким образом, чтобы обеспечивать полное покрытие территории и выявлять любые изменения в электрическом потенциале грунта, вызванные утечками. Датчики-электроды будут измерять разность потенциалов в грунтах в режиме реального времени. Эти данные будут отражать изменения в электрическом сопротивлении грунта, которые могут указывать на наличие утечки. Измерения будут производиться непрерывно, обеспечивая постоянный мониторинг состояния геомембран.

Рис. 2. Макет системы контроля

Все данные с датчиков-электродов будут собираться и передаваться в центрально-аналитическую систему по проводным или беспроводным каналам связи. Это обеспечит оперативное поступление информации в систему мониторинга. Программное обеспечение будет отвечать за организацию сбора данных и их передачу для дальнейшего анализа.

Центрально-аналитическая система будет обрабатывать поступающие данные в реальном времени. Она будет анализировать изменения в разности потенциалов и выявлять возможные аномалии, которые могут свидетельствовать о наличии утечек. Программное обеспечение будет предоставлять визуализацию данных, позволяя специалистам отслеживать состояние геомембран и оперативно реагировать на обнаруженные утечки.

Эта система обеспечит непрерывный мониторинг состояния геомембран, оперативное обнаружение и локализацию утечек, а также позволит принимать своевременные меры для предотвращения экологических катастроф.

Система мониторинга, основанная на сети питающих электродов для контроля герметичности геомембраны, имеет высокую ценность в области экологии и предотвращении утечек жидких отходов. Ее использование обеспечивает надежную защиту окружающей среды и позволяет оперативно реагировать на возникшие проблемы.

Данная система мониторинга на основе сети питающих и приемных электродов представляет собой важный инструмент в области экологии и управления отходами. Ее способность обнаруживать утечки жидких отходов в реальном времени и предупреждать о возможных проблемах делает ее неотъемлемой частью систем безопасности промышленных объектов.

Заключение. Система имеет широкий спектр применения в различных отраслях и областях, где необходимо контролировать герметичность геомембраны и предотвращать утечку жидких отходов. Потенциальными областями использования являются:

1. Промышленные объекты: мониторинг технических емкостей, резервуаров, хвостохранилищ для нефти, полезных ископаемых, химических веществ, агрегатов и других жидкостей.

2. Утилизационные предприятия: контроль прочности и герметичности геомембран при хранении и обработке жидких отходов.

3. Экологические объекты: система может применяться в местах захоронения опасных отходов, очистных сооружениях, на заводах по переработке отходов и других объектах, связанных с экологической безопасностью.

4. Горнодобывающие предприятия: контроль утечек химических реагентов, полезных ископаемых и других материалов при добыче и переработке полезных ископаемых.

5. Система позволяет активно следить за состоянием геомембраны, быстро реагировать на возможные проблемы утечки и предотвращать экологические чрезвычайные ситуации. Это обеспечивает высокий уровень безопасности и снижает риски негативного воздействия на окружающую среду.

Список литературы

Орлёнкова Е.В. Проектирование цементных растворов для глубоких, высокотемпературных наклонно-направленных скважин // Деловой журнал Нефтегаз.ру. 2022. № 3.

Петина В.А. Электроразведочная аппаратура для бесконтактного измерения электрическое поля // Деловой журнал Нефтегаз.ру. 2023. № 2. С. 100–102.

Риго Д.М., Роллин А.Л. Геомембраны – Идентификация и тестирование производительности. С. 53–70, 100–105.

Харламова М.Д., Курбатова А.И. Твердые отходы: технологии уилизации, методы контроля, мониторинг. 2024. С. 20–31.

Шайрс Д. Руководство по полимерным геомембранам. 2009. С. 37–45, 76–100.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРВУСКОЙ ГРАНИТНОЙ ИНТРУЗИИ В СЕВЕРНОМ ПРИЛАДОЖЬЕ

Позгалова Ю.С.[1], Балтыбаев Ш.К.[1, 2]

[1] *Санкт-Петербургский государственный университет, st087031@student.spbu.ru*
[2] *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН*

Введение. Интрузии гранитного состава широко распространены в древних кратонах и подвижных поясах (орогенах). Эти интрузии обычно массово внедряются на поздних стадиях развития орогенных комплексов. В основном они возникают за счет переплавления древней и новообразованной континентальной коры. Одной из таких интрузий, возникшей во время свекофеннского орогенеза, является Тервуская интрузия гранитов S-типа.

Тервуская интрузия находится на территории Северного Приладожья в пределах высокотемпературного (гранулитового) блока, состоящего из раннепротерозойских глубокометаморфизованных и мигматизированных вулканогенно-осадочных толщ. В этом гранулитовом блоке широко распространены различные плутонические породы, наиболее древние из которых имеют основной состав и представлены эндербитами и габброноритами с возрастом 1.89 млрд лет (здесь и далее U-Pb возрасты циркона; Балтыбаев и др., 2004). Они секутся более молодыми диоритами и плагиогранитами, возраст которых 1.89–1.88 млрд лет (Балтыбаев и др., 2004). Рассматриваемая в данном сообщении Тервуская интрузия образовалась 1.86 млрд лет назад (Балтыбаев и др., 2004).

Изучению Тервуской интрузии посвящен ряд работ (Саранчина, 1972; Котов, Саморукова, 1992; Шинкарев и др., 1994; Балтыбаев и др., 2004; Седова и др., 2004; Ладожская протерозойская…, 2020 и другие). В этих работах были рассмотрены в основном минералого-петрографические, геохимические особенности пород и некоторые другие вопросы становления интрузии, но не было характеристики тектонических условий при формировании магматической камеры. Этому аспекту формирования Тервуской интрузии посвящено данное сообщение.

Минералого-петрографические особенности Тервуской интрузии. Тервуские граниты имеют достаточно простой минеральный состав: главные породообразующие минералы – калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц и биотит. В качестве второстепенных встречаются мусковит, изредка гранат. Вторичными минералами являются мусковит, биотит II, хлорит. Акцессорные минералы представлены цирконом, монацитом и рудными минералами (магнетитом и ильменитом). По материалам полевых наблюдений структура гранитов варьирует от мелкозернистой до крупнозернистой, а текстура встречается массивная, трахитоидная, полосчатая, локально проявлена разгнейсованность в зонах деформаций простого сдвига (рис. 1).

Рис. 1. Структурные особенности гранитов Тервуской интрузии:

А – трахитоидная текстура серых разнозернистых гранитов; Б – микрофотография шлифа гранита с ориентированными зернами биотита (размер поля зрения 1.0 × 0.5 см)

О механизме внедрения интрузии Тервуских гранитов. Многочисленные данные говорят о происхождении гранитов S-типа в результате плавления корового вещества и движения (миграции) расплавов вдоль зон деформации простого сдвига (Brown, Solar, 1998). В процессе этого движения образуются породы, текстурные и структурные особенности которых говорят о направлении перемещения материала вдоль сдвиговых зон (Collins, Sawyer, 1996). Анатектические граниты характеризуются большей вязкостью и образованы из меньших порций расплава по сравнению с интрузивными гранитами (Thompson, 1999).

Интересной особенностью Тервуской интрузии является асимметричное строение в разрезе при достаточно изометричной форме в плане на современном эрозионном срезе. Северо-западный контакт этой интрузии с вмещающими гнейсами и мигматитами имеет субвертикальное залегание в отличие от восточного, который, предположительно, падает под углом 30–40° к западу, что, вероятно, отражает особенности строения магматической камеры в момент внедрения гранитов. Полевые наблюдения показывают, что вдоль восточного контакта Тервуской интрузии с вмещающими породами широко развиты ксенолиты (их размеры – первые сантиметры и метры) и ксеноблоки (от первых десятков метров до 80 метров) мигматитов и кварцевых диоритов лавуатсарско-импиниемского комплекса, сцементированные тервускими гранитами (рис. 2, А). По мере движения на восток встречаются полосчатые граниты (азимут простирания зерен полевого шпата совпадает с азимутом простирания полос). Полосы представлены сильно деформированными ксенолитами вмещающих пород (рис. 2, Б).

Рис. 2. Фотографии восточного контакта Тервуской интрузии с вмещающими породами:

А – брекчии гнейсов и мигматитов в гранитном материале; Б – полосчатые (теневые) граниты, образующиеся при внедрении Тервуской интрузии в породы рамы

Известно, что Тервуская гранитная интрузия формировалась синхронно с Тервуской зоной брекчирования комплементарно образованию Мейерского надвига (Балтыбаев и др., 2023). Предполагается, что в результате надвигания Свекофеннского блока на Карельский кратон произошло частичное плавление коры и образование тервуских гранитов, содержащих тектонические брекчии. Возраст этих гранитов (1.86 млрд лет) указывает на надвигание во время феннийской орогении (1.89–1.85 млрд лет), второй из трех орогений комплексного свекофеннского орогенеза (Lahtinen et al., 2008).

Особенности внутреннего строения вместе со структурами и текстурами магматической природы тервуских гранитов указывают на становление этой интрузии во время латерального течения (движения) полураскристаллизованного расплава в магматической камере. На это указывают трахитоидность по микроклину северо-восточного и восточного простирания,

субпараллельная северо-западному и восточному контактам интрузии, и пологая линейность по этому же магматическому минералу.

Таким образом, течение полураскристаллизованного гранитного расплава происходило в анизотропном поле напряжений внутри интрузии, созданном сжатием на последних стадиях феннийской орогении. Такая тектоническая обстановка становления тервуской интрузии, по-видимому, является одной из причин асимметричного строения ее северо-западной и восточной краевых частей. Жилы тервуских гранитов испытали деформации простого сдвига, ориентировка и левосторонний характер которых идентичны таковым в зонах деформаций простого сдвига, образованных в полураскристаллизованных породах тервуской интрузии. Следовательно, тервуские граниты S-типа с возрастом 1.86 млрд лет имеют позднеорогенный, а не посторогенный характер относительно феннийской орогении и не могут считаться посторогенными гранитами длительного комплексного свекофеннского орогенеза.

Благодарности. Авторы выражают большую признательность В.В. Балаганскому (ИГ Кольского ФИЦ РАН, г. Апатиты) за помощь, оказанную при полевых и камеральных исследованиях Тервуской интрузии. Мы также весьма благодарны коллегам Э.С. Вивдич, Р.Л. Анисимову (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург) за совместные полевые исследования данной интрузии.

Список литературы

Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Бережная Н.Г. и др. Время и длительность свекофеннской плутонометаморфической активности на юго-востоке Балтийского щита, Приладожье // Петрология. 2004. Т. 12, № 4. С. 374–393.

Балтыбаев Ш.К., Ризванова Н.Г., Кузнецов А.Б. и др. Позднеорогенные гранитоиды в тервуской агматитовой зоне в юго-восточной части свекофеннского пояса (Северное Приладожье, Россия) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 511, № 2. С. 206–214.

Котов А.Б., Саморукова Л.М. Эволюция гранитообразования в тектоно-магматических циклах раннего докембрия (по данным структурно-петрологических и термобарогеохимических исследований). Л., 1990. 159 с.

Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. 435 с.

Саранчина Г.М. Гранитоидный магматизм, метаморфизм и метасоматоз докембрия (на примере Приладожья и других областей). Л., 1972. 128 с.

Седова И.С., Саморукова Л.М., Глебовицкий В.А., Крылов Д.П. Геохимия гранитоидов Свекофеннского тектонометаморфического цикла Северного Приладожья // Петрология. 2004. Т. 12, № 4. С. 39–414.

Шинкарев Н.Ф., Григорьева Л.В., Попова В.А. О генетической и геодинамической типизации гранитов // Зап. ВМО. 1994. Ч. CXXIII, № 3. С. 49–59.

Brown M., Solar G. S. Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens // J. Structural Geology. 1998. Vol. 20, N 9/10. P. 1365–1393.

Collins W.J., Sawyer E.W. Pervasive granitoid magma transfer through the lower–middle crust during non-coaxial compressional deformation // J. Metamorphic Geology. 1996. Vol. 14. P. 565–579.

Lahtinen R., Garde A.A., Melezhik V.A. Paleoproterozoic evolution of Fennoscandia and Greenland // Episodes. 2008. Vol. 31, N 1. P. 20–28.

Thompson A. B. Some time-space relationships for crustal melting and granitic intrusion at various depths // Understanding Granits: Intergrating New and Classical Techniques / Geol. Society, London, Special Publ. 1999. Vol. 168. P. 7–25.

ОЦЕНКА СОДЕРЖАНИЯ Cs-137 В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ АРКТИЧЕСКИХ РЕК СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ (на примере Ненецкого автономного округа)

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

ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН, andrey.puchkov@fciarctic.ru

Введение. В последние десятилетия уделяется особое внимание экологическим проблемам Арктики в связи с освоением ее природных ресурсов, что зачастую приводит к загрязнению объектов окружающей среды различными поллютантами (Bergmann et al., 2022). Среди многочисленных экологических проблем Российской Арктики важное место занимает радиоактивное загрязнение (Матишов и др., 2019). Так, например, Северо-Западный сектор Российской Арктики характеризуется значительным количеством радиационно-опасных объектов, как действующих, так и имеющих статус «объектов ядерного наследия» (Матишов и др., 2019), основными из которых являются радиоактивные выпадения после ядерных испытаний, в том числе на архипелаге Новая Земля, загрязнения от западноевропейских радиохимических заводов Великобритании и Франции, последствия Чернобыльской катастрофы 1986 г. (Матишов и др., 2019; Епифанова, Епифанов, 2020), деятельность предприятий атомного судостроения и судоремонта, баз атомных кораблей и подводных лодок Северного флота ВМФ России, заводов по переработке и хранению радиоактивных отходов (Матишов и др., 2019).

Перечисленные источники техногенной радиоактивности обусловливают попадание радионуклидов в наземные и морские экосистемы, биоту, донные отложения водоемов и т.д. Водная среда играет важную роль в миграции и перераспределении искусственных радионуклидов (Alokhina, Gudzenko, 2021). Наиболее значимым источником информации о внешнем воздействии радионуклидов в водной среде являются донные отложения, которые, будучи естественными барьерами для искусственных радионуклидов, отражают экологическое состояние рек и их водосборов (Juranova et al., 2020; Alokhina, Gudzenko, 2021).

Наиболее типичным представителем техногенной радиоактивности на территории Северо-Западного сектора Российской Арктики является радионуклид Cs-137, который отличается наибольшей активностью, значительным периодом полураспада (30 лет) и высокой радиотоксичностью (Епифанова, Епифанов, 2020). Выпавший на поверхность земли Cs-137 мигрирует в компонентах окружающей среды и распространяется по пищевым цепям, что может приводить к повышенному облучению человека (Мхитарьян, Кораблина, 2020).

Актуальные данные об уровнях активности техногенных радионуклидов в донных отложениях рек Ненецкого автономного округа отсутствуют. Вместе с тем ранее проведенные исследования (Пучков и др., 2020, 2023; Puchkov et al., 2023) показали наличие зон повышенного содержания техногенных радионуклидов в рыбе на территории Ненецкого автономного округа. В связи с этим целью данного исследования является изучение распределения Cs-137 в донных отложениях рек Северо-Запада России на примере Ненецкого автономного округа и оценка вероятных источников загрязнения данным радионуклидом.

Материалы и методы. Исследование активности техногенного Cs-137 в донных отложениях проводилось на территории Ненецкого автономного округа в период с 2020 по 2023 г. в реках Канинской тундры (Чижа, Несь, Вижас, Ома), Большеземельской тундры (Колва и Уса), а также в устье реки Печоры. Для исследования было отобрано 199 проб донных отложений: р. Чижа – 6 проб, р. Несь – 18 проб (в том числе 3 пробы из озер), р. Вижас – 11 проб, р. Ома – 9 проб, р. Колва – 43 пробы, р. Уса – 26 проб, р. Печора – 86 проб. Карта районов отбора проб представлена на рисунке. Пробы донных отложений

отбирались с помощью оцинкованного ковша Ван Вина и высушивались в сушильном шкафу BINDER E28 при 105 °C. Определение активности Cs-137 проводили с применением низкофоновых полупроводниковых гамма-спектрометров ORTEC (США) на основе коаксиальных детекторов GEM10, GMX25, GEM40 из особо чистого германия (HPGe) с цифровым анализатором и программным обеспечением (MAESTRO-32 и GAMMA-VISION-32, а также SpectralineGP).

Карта районов отбора проб с указанием потенциальных источников радионуклидов
(1 – реки Чижа, Несь, Вижас, Ома; 2 – устьевая часть реки Печоры; 3 – реки Колва и Уса)

Гранулометрический состав донных отложений определяли на виброситовом анализаторе AS 200 control (RETSCH). В пробах донных отложений также определяли физико-химические показатели, такие как содержание органического вещества, карбонатов (CO_3^{2-}) и золы.

Результаты и обсуждения. Результаты исследования удельной активности Cs-137 представлены в таблице.

Радиационные, физико-химические параметры и гранулометрический состав донных отложений рек Канинской и Большеземельской тундр

Река	Значение	Активность Cs-137, Бк/кг	Физико-химические параметры, %			Гранулометрический состав, %						
			Зольность	Органическое вещество	Карбонаты	2 мм	1 мм	500 мкм	250 мкм	100 мкм	45 мкм	<45 мкм
Район 1												
Несь	мин.	0.60	94.02	0.44	0.12	0.02	0.12	0.31	4.57	16.67	1.01	0.10
	макс.	36.00	99.56	5.98	4.59	0.89	2.94	20.91	69.86	82.61	49.36	4.65
	средн.	9.44	97.22	2.78	1.81	0.30	1.04	5.78	25.32	47.37	19.16	1.82
Вижас	мин.	0.60	96.16	0.15	1.15	0.24	0.00	0.35	14.35	26.32	15.25	0.55
	макс.	2.90	99.85	3.84	2.98	6.94	6.15	14.49	33.01	50.06	28.95	1.57
	средн.	1.80	98.01	1.99	2.01	2.90	3.20	6.23	24.64	41.68	22.43	1.07
Чижа	мин.	1.60	97.01	1.41	1.15	0.79	1.45	2.97	20.09	30.65	10.98	0.51
	макс.	5.40	98.59	2.99	2.13	0.79	2.30	19.35	32.06	53.16	26.15	2.51
	средн.	3.25	97.86	2.14	1.77	0.79	1.88	10.04	25.52	41.36	20.76	1.57
Ома	мин.	0.50	95.49	1.02	0.62	0.39	1.00	3.36	18.68	32.85	9.56	0.58
	макс.	4.00	98.98	4.51	1.86	5.42	9.01	17.32	29.63	45.16	29.47	3.19
	средн.	1.98	97.91	2.09	1.27	2.40	5.37	12.67	24.44	39.01	16.66	1.47
Район 2												
Печора	мин.	0.60	96.84	0.11	0.05	0.02	0.05	0.03	0.10	7.48	0.09	0.03
	макс.	2.20	99.89	3.16	1.35	5.30	4.02	14.25	87.23	96.03	84.07	5.08
	средн.	1.23	99.18	0.82	0.35	0.82	0.59	1.79	18.99	62.11	15.15	0.88
Район 3												
Колва	мин.	0.7	87.57	0.59	0.32	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	1.09	<0.01	<0.01
	макс.	12.3	99.41	12.43	2.6	16.94	15.19	59.05	85.83	74.92	44.16	15.52
	средн.	2.1	96.97	3.03	1.14	2.94	2.93	5.89	22.08	39.19	15.51	3.92
Уса	мин.	0.6	96.53	0.32	0.18	<0.01	<0.01	<0.01	3.00	2.88	0.41	<0.01
	макс.	4.1	99.68	3.47	2.11	22.1	23.42	49.21	82.91	80.07	26.82	15.47
	средн.	1.36	98.98	1.02	0.63	3.24	3.33	8.54	37.13	34.62	7.46	3.21

Результаты проведенной работы показали, что донные отложения изученных рек характеризуются в основном низким содержанием Cs-137 в диапазоне от МИА до 5.4 Бк/кг со средним значением 3.3 Бк/кг. Однако в бассейне р. Несь содержание Cs-137 в донных отложениях достигало 36.0 Бк/кг (озерные отложения) и 22.9 Бк/кг (речные отложения).

Повышенная активность Cs-137 в донных осадках р. Несь согласуется с данными по повышенному содержанию данного радионуклида в донных осадках Белого моря, куда впадает р. Несь. Ранее проведенные исследования Белого моря показали, что активность Cs-137 в донных осадках варьировала от 7.1 до 46.5 Бк/кг. Такие повышенные значения авторами объясняются речным стоком с водосборов материала глобальных атмосферных выпадений, включая продукты аварии на ЧАЭС, а также загрязнениями с западноевропейских предприятий (Алиев и др., 2006).

Выявлена схожесть изученных рек по физико-химическим параметрам (гранулометрический состав, зольность, содержание органического вещества и карбонатов). Основной гранулометрический состав донных отложений определялся размерностями 250 мкм, 100 мкм и 45 мкм. Содержание органического вещества в донных отложениях варьирует от 0.44 % до 12.43 %, а содержание карбонатов не превышает 4.59 %.

Сорбционные свойства донных отложений определяются, главным образом, их вещественным и гранулометрическим составом (Juranova et al., 2020). Следовательно, дополнительную информацию о накоплении Cs-137 в донных отложениях рек может дать корреляционный анализ определяемых параметров изученных проб.

Для рек Канинской тундры отмечается положительная корреляционная зависимость между содержанием Cs-137 и фракциями 45 мкм (R = 0.55) и <45 мкм (R = 0.63), а также с содержанием органического вещества (R = 0.70), что говорит о сочетании физической и химической сорбции радионуклида Cs-137. Низкие активности Cs-137 в донных отложениях р. Печоры не позволили выявить существенных взаимосвязей с физико-химическими параметрами. Корреляционный анализ для донных отложений р. Колвы показал, что вариативность активности Cs-137 зависит от содержания органического вещества (на 50 %), от содержания фракций <45 мкм (на 27 %) и 45 мкм (на 20 %). Для донных отложений р. Уса вариативность активности Cs-137 обеспечивается изменением содержания фракции 45 мкм (на 60 %) и содержанием органического вещества и фракции <45 мкм (на 32 % в совокупности).

Для оценки источников радиационного загрязнения бассейна р. Несь получены данные расчета траекторий движения воздушных масс с загрязнителями на основе модели HYSPLIT (Stein et al., 2015). Результаты расчета траекторий показали, что основными направлениями движения воздушных масс во время проведения наиболее крупных радиационных событий на архипелаге Новая Земля в период с 1955 по 1962 г. являлись северное, западное и восточное. Ни одна из траекторий движения воздушных масс не была направлена в сторону полуострова Канин и на территорию бассейна р. Несь. Следовательно, можно предполагать отсутствие влияния на радионуклидное загрязнение бассейна р. Несь локальных (тропосферных) выпадений.

С учетом отсутствия короткоживущих радионуклидов, а также результатов расчета траекторий движения воздушных масс от наиболее крупных радиационных событий на архипелаге Новая Земля, вероятными источниками повышенного содержания Cs-137 в донных отложениях р. Несь являются глобальные атмосферные выпадения и след аварии на Чернобыльской АЭС.

Работы по оценке физико-химических параметров проводились при финансовой поддержке гранта РНФ 20-77-10057 «Диагностика деградации мерзлоты на базе изотопных трассеров ($^{234}U/^{238}U$, $\delta^{18}O+\delta^{2}H$, $\delta^{13}C+^{14}C$)».

Список литературы

Алиев Р.А., Бобров В.А., Калмыков С.Р. и др. Радиоактивность Белого моря // Радиохимия. 2006. Т. 48, № 6. С. 557–561.

Епифанова И.Э., Епифанов А.О. О некоторых проблемах контроля радиоэкологической ситуации в Баренцевом море // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. 2020. № 10. С. 16–21.

Матишов Г.Г., Ильин Г.В., Усягина И.С. и др. Динамика искусственных радионуклидов в экосистемах морей Северного Ледовитого океана на рубеже XX–XXI веков. Часть 2. Донные отложения // Наука Юга России. 2019. Т. 15, № 4. С. 24–35. DOI: 10.7868/S25001640190404.

Мхитарьян И.Д., Кораблина И.В. Оценка накопления цезия-137 донными отложениями и водными биоресурсами Азовского моря в современный период // Биология и экология гидробионтов. 2020. Т. 3, № 3. С. 36–44.

Пучков А.В., Дружинина А.С., Яковлев Е.Ю., Дружинин С.В. Накопление радионуклидов в рыбе из рек северо-западного сектора российской Арктики // Арктика: экология и экономика. 2023. Т. 13, № 1. С. 127–137. DOI: 10.25283/2223-4594-2023-1-127-137.

Пучков А.В., Яковлев Е.Ю., Дружинин С.В. Радиационные параметры гидробионтов условно чистой территории Ненецкого автономного округа // Успехи современного естествознания. 2020. № 6. С. 118–122. DOI: 10.17513/use.37420.

Alokhina T., Gudzenko V. Distribution of radionuclides in modern sediments of the rivers flowing into the Dnieper-Bug Estuary // Second International Conference on Sustainable Futures: Environmental, Technological, Social and Economic Matters (ICSF 2021). 2021. Vol. 280. DOI: 10.1051/e3sconf/202128011003.

Bergmann M., Collard F., Fabres J. et al. Plastic pollution in the Arctic // Nature Reviews Earth and Environment. 2022. Vol. 3. P. 323–337. DOI: 10.1038/s43017-022-00279-8.

Juranova E., Hanslik E., Dulanska S. et al. Sorption of anthropogenic radionuclides onto river sediments and suspended solids: dependence on sediment composition // Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry. 2020. Vol. 324. P. 983–991. DOI: 10.1007/s10967-020-07174-w.

Puchkov A.V., Druzhinina A.S., Yakovlev E.Yu., Druzhinin S.V. Assessing the natural and anthropogenic radionuclide activities in fish from Arctic rivers (Northwestern Russia) // Pollution. 2023. Vol. 9 (3). P. 1098–1116. DOI: 10.22059/POLL.2023.350148.1668.

Stein F., Draxler R.R., Rolph G.D. et al. NOAA's HYSPLIT Atmospheric transport and dispersion modeling system // Bulletin of the American Meteorological Society. 2015. Vol. 96 (12). P. 2059–2077. DOI: 10.1175/BAMS-D-14-00110.1.

НОВАЯ НАБЛЮДАТЕЛЬНАЯ СЕТЬ ШИРОКОПОЛОСНЫХ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Резниченко Р.А.[1], Гоев А.Г.[1, 2]

[1] *Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского РАН (ИДГ РАН), reznichenkora@yandex.ru*
[2] *Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН (ИФЗ РАН)*

Центральная часть Восточно-Европейской платформы (ВЕП) является регионом с большой антропогенной нагрузкой и развитым промышленным производством. На этой территории действуют десятки карьеров по добыче полезных ископаемых, таких как известняки, доломиты, железистые кварциты, граниты и т.д.; предприятий, ведущих добычу руд с использованием шахтных и массовых взрывов. В ряде случаев сейсмические сигналы от взрывных работ (с магнитудой более 3) принимают за землетрясения, они оказываются помещенными в сейсмологические бюллетени и каталоги природной сейсмичности, искажая тем самым информацию о реальной природной сейсмичности (Адушкин, 2013). При этом в центральной части ВЕП регистрируются и тектонические события, магнитуда которых в некоторых случаях может превышать оценку в 3.5 (Адушкин и др., 2019). С тектонической точки зрения центральная часть ВЕП является местом соединения в единый континент трех архейских протократонов (мегаблоков) – Фенноскандии, Волго-Уралии и Сарматии (Минц и др., 2010; Bogdanova et al., 2016). При этом остаются недостаточно изученными вопросы их глубинного строения и возможной гетерогенности структуры верхней мантии. Актуальной задачей является разработка критериев дискриминации сейсмических событий на ВЕП, что требует накопления как можно большего количества волновых форм и развития наблюдательной сети сейсмических станций (Korrat et al., 2022; Zhu et al., 2024).

Долгое время сейсмологические исследования ВЕП сдерживались отсутствием наблюдательной сейсмической сети, что делало невозможным применение современных методов анализа данных. В последние годы лабораторией сейсмологических методов исследования литосферы ИДГ РАН совместно с лабораторией геоинформатики ИФЗ РАН были установлены широкополосные сейсмологические станции в центральной части ВЕП по окружности со средним радиусом 300 км с центральным наблюдательным пунктом, расположенным в шахте геофизической обсерватории «Михнево» (рис.). Состав наблюдательной сети представлен в таблице.

Наблюдательная сеть

Станция	Код станции	Широта (°)	Долгота (°)	Частотный диапазон (Гц)	Дата открытия
Михнево	MHV	54.95	37.76	0.008–50	2004
Борок	BROK	58.07	38.23	0.033–50	24.11.2022
Удомля	UDO	57.80	34.90	0.008–50	07.06.2023
Курчатов	KRCH	51.64	35.43	0.033–50	26.06.2023
Ельня	YLN	54.41	33.13	0.033–50	13.10.2023
Кострома	KSTM	58.27	41.25	0.033–50	24.05.2024
Владимир	VLD	56.18	40.86	0.008–50	06.02.2023

Тектоническая схема (на основе: Минц и др., 2010; Bogdanova et al., 2016). Красными квадратами указаны действующие в настоящий момент станции новой сейсмической сети. Синими квадратами показаны станции ФИЦ ЕГС РАН

Станции укомплектованы соответствующим поставленным целям оборудованием с соблюдением технологии установки сейсмологических наблюдательных пунктов. Сейсмологические станции оснащены сейсморегистраторами Reftek 130(B) (BROK, UDO, KRCH, VLD, YLN) и Дельта (KSTM) с установленной частотой дискретизации 100 Гц, сеймологическими датчиками Guralp CMG-3T (BROK, KRCH, YLN, KSTM) с частотным диапазоном 0.033–50 Гц и STS-2 (MHV, VLD, UDO) с частотным диапазоном 0.008–50 Гц. Для станции MHV используется массивный цементный постамент, отлитый в оборудованном помещении шахты обсерватории «Михнево» (Кочарян и др., 2022). Станция BORK установлена на постамент в оборудованном павильоне на территории геофизической обсерватории ИФЗ РАН «Борок». Для станции VLD датчик установлен на цементный постамент внутри оборудованного гравиметрического павильона на полигоне Владимирского государственного университета (ВлГУ). Для станций UDO и KRCH в существующих технических помещениях были отлиты цементные постаменты средними габаритами 0.7×0.7×0.7 м с керамической плиткой на поверхности для обеспечения горизонтальности и устойчивости сейсмоприемников. Сейсмоприемники станций YLN и KSTM были установлены вне помещений на существующие постаменты, отлитые по идентичной технологии для сейсмологических наблюдений приблизительно в 2010 г., и оборудованы изготовленными лабораторией малогабаритыми техническими сооружениями для защиты от внешних воздействий с термо-гидроизоляцией. Все станции оборудованы источниками бесперебойного питания с защитой от избыточного напряжения и аккамуляторными батареями, обеспечивающими от 2 до 4 дней функционирования станций в случае отсутствия электропитания.

Расположение сейсмических станций и их аппаратное обеспечение позволяют решать задачи контроля за сейсмичностью различного генезиса на территории ВЕП, а также провести сравнительный анализ глубинного скоростного строения различных тектонических элементов, слагающих регион исследования.

Работа выполнена с использованием данных УНУ «Среднеширотный комплекс геофизических наблюдений "Михнево" и в рамках государственных заданий ИДГ РАН (№ 122040400015-5) и ИФЗ РАН (№122040600103-7).

Список литературы

Адушкин В.В. Сейсмичность взрывных работ на территории Европейской части России // Физика Земли. 2013. № 2. С. 110–130

Адушкин В.В., Санина И.А., Иванченко Г.Н. и др. Сейсмогенные древние структуры центра и севера Восточно-Европейской платформы // Доклады Академии наук. 2019. Т. 489, № 4. С. 405–408. DOI: 10.31857/S0869-56524894405-408.

Кочарян Г.Г., Локтев Д.Н., Ряховский И.А., Санина И.А. Уникальная научная установка «Среднеширотный комплекс геофизических наблюдений "Михнево"» // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13, № 2. DOI: 10.5800/GT-2022-13-2-0590.

Минц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С. и др. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС: В 2 т. + 1 папка-комплект цветных приложений. М.: Геокарт; ГЕОС, 2010. Т. 1. 408 с.; Т. 2. 400 с.

Bogdanova S.V., Gorbatschev R., Garetsky R.G. Europe/East European Craton // Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Elsevier. 2016. P. 1–18.

Korrat I.M., Lethy A., ElGabry M.N. et al. Discrimination between small earthquakes and quarry blasts in Egypt using spectral source characteristics // Pure Appl. Geophys. 2022. Vol. 179. P. 599–618. DOI: 10.1007/s00024-022-02953-w.

Zhu J., Fang L., Miao F. et al. Deep learning and transfer learning of earthquake and quarry-blast discrimination: applications to southern California and eastern Kentucky // Geophysical Journal International. 2024. Vol. 236, N 2. P. 979–993. DOI: 10.1093/gji/ggad463.

ВОЗРАСТ АУТИГЕННЫХ КАРБОНАТОВ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ ПО ДАННЫМ ^{230}Th/U ДАТИРОВАНИЯ

Рубан А.С.[1], Максимов Ф.Е.[2]

[1] *Национальный исследовательский Томский политехнический университет, ruban@mail.ru*
[2] *Санкт-Петербургский государственный университет*

В последние два десятилетия уран-ториевое датирование не только успешно применяется, но и является основным методом для определения возраста аутигенных метан-производных карбонатов, что позволяет пролить свет на ряд вопросов, касающихся просачивания газосодержащих флюидов, в числе которых (1) продолжительность разгрузки метана и ее периодичность, (2) изменение состава флюида, включая происхождение углерода, и (3) геологические факторы, способствующие формированию подводящих каналов и/или инициирующие флюидомиграцию (Sauer et al., 2017; Himmler et al., 2019; Логвина и др., 2022). На сегодняшний день активная разгрузка метана зарегистрирована в трех районах моря Лаптевых: внутренний шельф (юго-восточная часть вблизи дельты р. Лены), внешний шельф и континентальный склон (центральные части акватории) (Shakhova et al., 2015; Ruban et al., 2022). Однако аутигенные карбонатные образования, пространственно приуроченные к зарегистрированным метановым сипам, обнаружены только на внешнем шельфе и континентальном склоне.

Датирование карбонатов производилось ^{230}Th/U методом в лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана Санкт-Петербургского государственного университета, по методикам, подробно описанным в работах (Максимов, Кузнецов, 2010; Максимов и др., 2022). Поскольку анализируемые образцы аутигенных карбонатов содержат в своем составе значительное количество детритового материала, являющегося дополнительным и «загрязняющим» источником ^{230}Th, была применена изохронная коррекция, основанная на количественном определении изотопов U и Th в серии одновозрастных образцов (Geyh, 2001). Количественное определение изотопов U и Th в образцах проведено с учетом их полного переведения в раствор с применением радиохимической методики (Максимов, Кузнецов, 2010). Альфа-спектрометрическое определение изотопов ^{238}U, ^{234}U, ^{232}Th, ^{230}Th проводилось на спектрометре ALFA-DUO (ORTEC). Для расчета изохронного возраста карбонатов использовалась «линейная» методика (Максимов и др., 2022).

Возрастное распределение изученных образцов аутигенных метан-производных карбонатов моря Лаптевых по данным ^{230}Th/U датирования

Определение возраста аутигенных карбонатов было выполнено для одного образца с внешнего шельфа и трех образцов с континентального склона (рис.). В связи с применением изохронного приближения возраст карбонатов рассчитывался по данным количественного определения изотопов U и Th в нескольких (от четырех до шести) отдельных частях каждого из образцов. ^{230}Th/U изохронный возраст карбонатного образца с внешнего шельфа равен 2.6 ± 0.4 тыс. лет. Датировки трех образцов с континентального склона определены как 1.8 ± 0.3 тыс. лет, 2.6 ± 0.4 тыс. лет и 2.7 ± 0.6 тыс. лет. Следует отметить, что для образцов 6521 и 6939/10 возраст рассчитан с учетом коррекционных индексов, полученных из «классических»

изохронных линейных зависимостей. Для образцов 6939/11 и 6939/16 не удалось рассчитать возраст подобным образом, в связи с чем для учета детритового загрязнения был использован коррекционный индекс, определенный по образцу 6939/10.

Наблюдаемое распределение изученных образцов по возрасту может свидетельствовать о том, что благоприятные условия для осаждения карбонатов на континентальном склоне возникали как минимум дважды – 2.7 ± 0.6 тыс. лет и 1.8 ± 0.3 тыс. лет назад. Следовательно, на участках разгрузки метана образование карбонатов не является непрерывным процессом и, по-видимому, носит интервальный характер, что может быть вызвано как вариациями интенсивности потока, так и временным прекращением флюидного просачивания, например, ввиду закрытия подводящих каналов. Однако, учитывая тот факт, что соответствие изохронного возраста точному времени формирования объекта исследования зависит от нескольких факторов (продолжительность роста, возраст объекта, открытость радиометрической системы), нельзя исключать вариант, при котором образование образцов 6939/11 и 6939/16 продолжалось до нашего времени. Полученные функциональные зависимости изотопных соотношений не отрицают такой возможности. При таком сценарии разный возраст проанализированных карбонатов может объясняться временным вертикальным смешением СМТЗ, вызванным изменением в интенсивности флюидной разгрузки. Другими словами, изученные образцы могли быть приурочены к разным стратиграфическим горизонтам: 6939/10 к «верхнему», а 6939/11 и 6939/16 к «нижнему». Предполагается, что эпизодическая интенсификация разгрузки метан-содержащего флюида способствовала расширению СМТЗ, в результате чего в этот период карбонатообразование происходило не только в «нижнем», но и в «верхнем» стратиграфическом горизонте, к которому, по-видимому, приурочен образец 6939/10. Средний возраст образца, отобранного с внешнего шельфа, сопоставим с более «древними» образцами с континентального склона, что отражает их относительно синхронное формирование. При этом справедливо допустить, что и на внешнем шельфе могло быть несколько периодов активного карбонатообразования, в том числе на разных стратиграфических горизонтах.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант № 23-77-10002).

Список литературы

Логвина Е.А., Крылов А.А., Матвеева Т.В. и др. Аутигенез карбонатов в отложениях газогидратоносной структуры ХАОС (Охотское море) // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2022. Т. 67, № 1. С. 50–73.

Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю. Новая версия ^{230}Th/U датирования верхне- и средненеоплейстоценовых отложений // Вестник СПбГУ. 2010. Сер. 7. № 4. С. 94–107.

Максимов Ф.Е., Савельева Л.А., Попова С.С. и др. Хроностратиграфическое положение микулинских отложений (на примере опорного разреза у д. Нижняя Боярщина, Смоленская область) // Известия РАН, серия Географическая. 2022. Т. 86, № 3. С. 447–469.

Geyh M.A. Reflections on the ^{230}Th/U dating of dirty material // Geochronometria. 2001. Vol. 20. P. 9–14.

Himmler T., Sahy D., Martma T. et al. A 160.000-year-old history of tectonically controlled methane seepage in the Arctic // Science Advances. 2019. Vol. 5, N 8. eaaw1450.

Ruban A., Rudmin M., Mazurov A. et al. Cold-seep carbonates of the Laptev Sea continental slope: Constraints from fluid sources and environment of formation // Chemical Geology. 2022. Vol. 610. 121103.

Sauer S., Crémière A., Knies J. et al. U-Th chronology and formation controls of methane-derived authigenic carbonates from the Hola trough seep area, northern Norway // Chemical Geology. 2017. Vol. 470. P. 164–179.

Shakhova N., Semiletov I., Sergienko V. et al. The East Siberian Arctic Shelf: towards further assessment of permafrost-related methane fluxes and role of sea ice // Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences. 2015. Vol. 373. 20140451.

ВТОРИЧНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В БИТУМ-СОДЕРЖАЩИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ СЕВЕРО-МИНУСИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ (РЕСПУБЛИКА ХАКАСИЯ)

Рубан А.С., Николаева А.Н., Молукпаева Д.К., Рудмин М.А.

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, ruban@mail.ru

Девонские и триасовые вулканические породы Северо-Минусинской котловины интенсивно подвержены вторичному минералообразованию, выражающемуся в заполнении пор и трещин карбонатами, цеолитами и филлосиликатами. Кроме того, эти породы содержат твердые битумы, также заполняющие поры диаметром до 2 см (Серебренникова и др., 2002, 2003; Федосеев и др., 2017). Геохимическая специфика битумов указывает на то, что их формирование могло происходить в результате миграции из соседних карбонатных или эвапоритовых пород (Шаминова и др., 2023). Таким образом, вулканические породы Северной Хакасии предоставляют уникальную возможность для изучения минералообразующих процессов в системе «водный раствор – углеводороды – вулканические породы».

Изученные вулканические породы представлены раннедевонскими (D_{1bsk}) базальтами, трахибазальтами и трахиандезибазальтами, залегающими в виде пластоподобных тел, а также триасовыми измененными оливиновыми базальтами, слагающими дайку Копьевского комплекса (ωνT*k*). Согласно данным XRD-анализа кальцит и анальцим являются главными вторичными минералами, заполняющими поры и трещины в изученных вулканитах (рис. 1). Вторичный кальцит обнаружен во всех изученных образцах, тогда как анальцим проявлен только в измененных оливиновых базальтах. В раннедевонских базальтах, трахибазальтах и трахиандезибазальтах кальцит развит по основной массе пород, заполняя пространство между породообразующими минералами или замещая их, образует жилы, а также заполняет первичные поры в ассоциации с битумами и Mg-Fe филлосиликатами. Изотопный состав кальцита (рис. 2) свидетельствует о том, что источником углерода являлась морская вода, которая могла проникать в изверженные толщи basaltic body по многочисленным трещинам в породах после затопления территории. В то же время различия в значениях $\delta^{13}C$ в кальците с разных участков отражают влияние дополнительных источников углерода, в качестве которых могут выступать как углеводород-содержащие гидротермальные флюиды, так и метеорная вода.

Рис. 1. СЭМ фотографии вторичных минералов в изученных вулканических породах

Рис. 2. Состав стабильных изотопов кислорода и углерода вторичного кальцита в изученных вулканических породах

В триасовых измененных оливиновых базальтах анальцим заполняет многочисленные первичные поры, а его формирование, по-видимому, является результатом взаимодействия вулканического материала с обогащенными натрием водными растворами, представляющими собой смесь метеорных и магматических вод. Кальцит представлен двумя генерациями, различающимися по текстурным особенностям, изотопному составу углерода и наличию/отсутствию примеси марганца. Эти различия могут указывать как на разный состав флюидов, контролирующих формирование карбонатной минерализации, так и на разные этапы флюидной активности.

Вторичные минералы как в раннедевонских, так и в триасовых вулканитах формировались в два этапа. На раннем постмагматическом этапе происходило преимущественное заполнение первичных пор. Следовательно, интенсивность вторичного минералообразования на этом этапе ограничивалась поровым пространством. Образование кальцитовых жил происходило позднее в условиях доминирования морских (для Быскарской серии) или метеорных (для Копьевского комплекса) вод и определялось развитием систем трещин.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (проект № FSWW-2023-0010).

Список литературы

Серебренникова О.В., Васильев Б.Д., Туров Ю.П. и др. Нефтепроявление «Сохочул» в Северной Хакасии // Известия Томского политехнического университета. 2002. Т. 305, № 8. С. 78–82.

Серебренникова О.В., Васильев Б.Д., Туров Ю.П., Филиппова Т.Ю. Нафтиды в базальтах нижнего девона Северо-Минусинской впадины // Доклады Академии наук. 2003. Т. 390, № 4. С. 525–527.

Федосеев Г.С., Воронцов А.А., Орехов А.А. Палеотравертины и квазитравертины Минусинского прогиба (Западная Сибирь): строение, состав и сравнительная характеристика // Геология и геофизика. 2017. Т. 58, № 8. С. 1157–1173.

Шаминова М.И., Рычкова И.В., Смирнова Н.А. и др. Новые сведения о формировании нетрадиционных коллекторовв древних вулканогенных областях Северной Хакасии // Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием «Геотермальная вулканология, гидрогеология, геология нефти и газа» (Geothermal Volcanology Workshop 2023), 4–10 сентября 2023 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2023. 181 с.

ГЛАУКОНИТ-АММОНИЙНЫЕ НАНОКОМПОЗИТЫ: НОВЫЙ ПОДХОД К СОЗДАНИЮ УДОБРЕНИЙ БУДУЩЕГО НА ОСНОВЕ ПРИРОДНЫХ МИНЕРАЛОВ

Рудмин М.А.

Томский политехнический университет, rudminma@tpu.ru

Глауконит – это слоистый минерал из группы филлосиликатов, широко распространенный в осадочных породах, особенно в морских отложениях (Николаева, 1981; Rieder et al., 1988; Drits et al., 1997). Благодаря высокому содержанию калия и железа глауконит играет важную роль в геохимических процессах, происходящих в осадочных бассейнах (Baldermann et al., 2022). Глауконит имеет палеогеографическое значение – он служит индикатором древних морских условий и может использоваться для реконструкции палеогеографических условий в различных геологических эпохах (Николаева, 1977; Amorosi, 2012). Его уникальная слоистая структура обеспечивает способность к ионному обмену и адсорбции различных химических соединений, что делает глауконит интересным объектом исследований в различных областях науки. В последние годы нанокомпозиты на основе глауконита привлекают все большее внимание благодаря своим уникальным свойствам, которые позволяют им «стабилизировать» активные компоненты (нутриенты) и обеспечивать их эффективную доставку в почву (Dasi et al., 2024). Применение глауконита в качестве носителя для азотных соединений, таких как аммоний и нитраты, открывает новые возможности в создании удобрений с улучшенными характеристиками (Rudmin et al., 2023; Рудмин и др., 2024). Эти удобрения могут способствовать более рациональному использованию питательных веществ, повышению урожайности и снижению негативного воздействия на окружающую среду. В связи с этим разработка глауконит-аммонийных нанокомпозитов и исследование их свойств представляет собой актуальную задачу для современной прикладной минералогии, геоэкологии и агрохимии. Целью данного исследования является изучение адсорбционных характеристик глауконита в составе аммонийных нанокомпозитов и оценка их эффективности в качестве удобрений с контролируемым высвобождением на основе экспериментальных наблюдений и молекулярно-динамического моделирования.

В ходе исследования использовался глауконит из Каринского месторождения (Россия), химическая формула которого была определена как $K_{0.6}(Al_{0.4}Mg_{0.4}Fe_{1.2})[Si_{3.8}Al_{0.2}]O_{10}(OH)_2$. Процесс подготовки материала включал обогащение глауконитового концентрата и его дальнейшую активацию с использованием различных концентраций нитратного аммония (от 1 % до 12 %). Для характеристики полученных глауконит-аммонийных нанокомпозитов (ГАН) применялись следующие методы: рентгенодифракционный анализ (РДА), сканирующая электронная микроскопия (СЭМ) с энергодисперсионным анализом (ЭДС), просвечивающая электронная микроскопия (ПЭМ) с локальной дифракцией электронов, инфракрасная спектроскопия (ИК), термогравиметрический и дифференциальный термический анализ с синхронной масс-спектрометрией (ТГ-ДТА-МС), а также метод Брунауэра-Эмметта-Теллера (БЭТ) для определения удельной поверхности и размеров пор. Лабораторные эксперименты по высвобождению нутриентов проводились с использованием ПВХ воронок, наполненных смесью кварцевого песка и ГАН. Через установленные интервалы времени (от 1 до 56 дней) измерялись параметры фильтрата, включая pH, концентрации ионов калия (K^+), аммония (NH_4^+) и нитратов (NO_3^-). Агротесты включали выращивание овса в чашках Петри с добавлением ГАН. Параллельно проводились контрольные эксперименты без добавления удобрений. На разных стадиях роста растений определялись энергия прорастания, всхожесть, высота и сухой вес растений. Для молекулярно-динамического (МД) моделирования

взаимодействия глауконита с раствором нитратного аммония использовалось силовое поле ClayFF (Cygan et al., 2021).

Результаты РДА показали, что с увеличением концентрации аммония в исходном растворе происходит заметное расширение межслоевого пространства глауконита. Это расширение отражается в смещении базальных рефлексов на дифрактограммах, что указывает на интеркаляцию аммонийных ионов в межслоевые пространства глауконита. Важно отметить, что такие изменения в структуре минерала свидетельствуют о его высокой адсорбционной способности и возможности создания стабильных нанокомпозитов. Дополнительные данные, полученные с помощью просвечивающей электронной микроскопии (ПЭМ), подтвердили эти наблюдения, показав увеличение толщины кристаллических слоев в нанокомпозитах. Структурные изменения, зафиксированные РДА и ПЭМ, также подтверждаются данными ИК. На экспериментальных и смоделированных ИК-спектрах были выявлены характерные пики при концентрации аммония от 6 %, указывающие на образование новых типов водородных связей и взаимодействие аммонийных ионов с силоксановыми кольцами глауконита. Эти изменения в спектрах свидетельствуют о сложных молекулярных взаимодействиях, которые происходят при формировании глауконит-аммонийных нанокомпозитов, и объясняют улучшение адсорбционных свойств таких материалов.

ТГА-ДТА-МС выявил пять основных этапов потери массы в ГАН, которые связаны с различными процессами удаления воды и аммония из различных поровых пространств. Наибольшее внимание привлекла потеря массы до 4.3 % в диапазоне температур от 325 до 590 °C с индикацией ион-токов NH_4, NH_3 и NO^+, что указывает на высвобождение азотсодержащих соединений из межслоевого пространства глауконита. Этот факт особенно важен, так как свидетельствует о наличии в ГАН азотных соединений в микропорах минерала, что в свою очередь подчеркивает потенциал к пролонгированному высвобождению в почву этих нутриентов.

МД моделирование показало, что при концентрации аммония 6 % происходит значительное изменение в транспортных и структурных свойствах раствора. В частности, наблюдается ослабление водородных связей, что ведет к увеличению коэффициентов диффузии ионов NH_4^+ и молекул воды. Эти данные коррелируют с результатами экспериментов по высвобождению нутриентов, где отмечено пролонгированное высвобождение аммония и нитратов, особенно в ГАН с концентрацией аммония 6 % и выше. Этот эффект пролонгации объясняется укреплением водородных связей в микропоровом пространстве глауконита, что замедляет высвобождение адсорбированных соединений и способствует более равномерному поступлению азота в почву.

Лабораторные агротесты, проведенные с использованием ГАН, продемонстрировали, что нанокомпозиты с содержанием аммония 3 % обеспечивают оптимальные условия для прорастания и начального роста овса (рис.). Было установлено, что при увеличении концентрации аммония до 6 % и выше наблюдается значительное увеличение высоты растений и их сухого веса. Эти результаты подчеркивают эффективность ГАН как источника питательных веществ на разных стадиях роста растений. Особый интерес представляет тот факт, что при более высоких концентрациях аммония в нанокомпозитах достигается баланс между пролонгированным высвобождением нутриентов и их доступностью для растений, что подтверждает перспективность этих материалов в агрохимии.

Диаграммы скорости прорастания (а), высоты растений (б) и урожайности (в), показывающие влияния добавок ГАН в почвы на рост овса (*Avena sativa*) по результатам лабораторных агротестов

Проведенное исследование продемонстрировало, что глауконит-аммонийные нанокомпозиты обладают высокими адсорбционными свойствами и могут эффективно использоваться в качестве удобрений с контролируемым высвобождением азота. Применение ГАН в аграрной практике открывает новые возможности для повышения эффективности использования азота, что может способствовать не только увеличению урожайности, но и снижению экологического воздействия на окружающую среду. Наиболее перспективными с точки зрения применения в сельском хозяйстве являются нанокомпозиты с концентрацией аммония от 6 % до 9 %, которые обеспечивают пролонгированное высвобождение нутриентов, стимулируя рост и развитие растений.

Особо следует отметить перспективность комплексного подхода, основанного на сочетании экспериментальных методов и молекулярно-динамического моделирования. Такой подход позволяет не только глубже понять механизмы адсорбции и высвобождения азотных соединений в структуре глауконита, но и оптимизировать параметры синтеза нанокомпозитов, что существенно повысило их эффективность в реальных агрономических условиях. Применение молекулярно-динамического моделирования в сочетании с лабораторными экспериментами открывает новые горизонты в разработке высокоэффективных и экологически безопасных удобрений, что особенно актуально в условиях глобальных вызовов в сфере устойчивого развития экобезопасного сельского хозяйства.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант № 22-77-10002 «Нанокомпозиты на основе глинистых минералов как новые экологически безопасные удобрения контролируемого действия»).

Список литературы

Николаева И.В. Минералогия и геохимия глауконита. Новосибирск: СО РАН СССР, 1981. 121 с.

Николаева И.В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977. 323 с.

Рудмин М.А., Тарарушкин Е.В., Максимов П.Н. Минеральные материалы на основе глауконита и аммония: от моделирования к почве // Труды Ферсмановской научной сессии. 2024. Т. 21. С. 199–208. https://doi.org/10.31241/FNS.2024.21.024.

Amorosi A. The occurrence of glaucony in the stratigraphic record: Distribution patterns and sequence-stratigraphic significance // Rendiconti Online Societa Geologica Italiana. 2012. Vol. 20. P. 1–6.

Baldermann A., Banerjee S., Czuppon G. et al. Impact of green clay authigenesis on element sequestration in marine settings // Nature Communications. 2022. Vol. 13. P. 1–11. https://doi.org/10.1038/s41467-022-29223-6.

Cygan R.T., Greathouse J.A., Kalinichev A.G. Advances in clayff molecular simulation of layered and nanoporous materials and their aqueous interfaces // Journal of Physical Chemistry C. 2021. Vol. 125. P. 17573–17589. https://doi.org/10.1021/ACS.JPCC.1C04600/ASSET/IMAGES/LARGE/JP1C04600_0003.JPEG.

Dasi E., Rudmin M., Banerjee S. Glauconite applications in agriculture: A review of recent advances // Applied Clay Science. 2024. Vol. 253. P. 107368. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.clay.2024.107368.

Drits V.A.A., Dainyak L.G., Muller F. at al. Isomorphous cation distribution in celadonites, glauconites and Fe-illites determined by Infrared, Mössbauer and EXAFS spectroscopies // Clay Minerals. 1997. Vol. 32. P. 153–179. https://doi.org/10.1180/claymin.1997.032.2.01.

Rieder M., Cavazzini G., D'yakonov Y.S. et al. Nomenclature of the micas // Canadian Mineralogist. 1988. Vool. 36. P. 905–912.

Rudmin M., Maximov P., Dasi E. et al. Intercalation of carbamide to globular glauconite by chemical processing for the creation of slow-release nanocomposites // Applied Clay Science. 2023. Vol. 243. P. 107075. https://doi.org/10.1016/j.clay.2023.107075.

ЦИНКОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ООИДОВЫХ ЖЕЛЕЗНЯКАХ БАКЧАРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ): КЛЮЧЕВЫЕ ПРОЦЕССЫ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ

Рудмин М.А.

Томский политехнический университет, rudminma@tpu.ru

Цинк является важным микроэлементом, который играет ключевую роль в биогеохимических циклах как современных, так и древних океанов (John, Conway, 2014; Vance et al., 2017). Этот металл участвует в различных биохимических процессах, включая фотосинтез, фиксацию азота и метаболизм углерода, что делает его изучение важным для палеореконструкций. Несмотря на биогеохимическую значимость цинка, механизмы накопления и распределения цинка в морских осадочных бассейнах требуют детального изучения (Hu et al., 2019; Nozaki et al., 2021). Оценка природы цинковой минерализации в ооидовых железняках сталкивается с рядом дискуссионных проблем. Одной из главных является определение источников цинка и механизмов его осаждения в специфических условиях накопления железняков. Вопросы о том, как цинк аккумулируется в подобных отложениях, какие процессы способствуют его осаждению, также остаются открытыми.

Бакчарское месторождение, расположенное в пределах огромного Западно-Сибирского железорудного бассейна, представляет собой один из крупнейших объектов, где наблюдается относительно высокая концентрация цинка в ооидовых железняках. В этой работе представлен комплексный анализ минералогии и геохимии цинка в ооидовых железняках месторождения, направленный на выяснение условий формирования и иммобилизации металла в морских высокожелезистых отложениях. Целью исследования является глубокое понимание процессов, происходивших в древних морских бассейнах, и определение факторов, влияющих на формирование цинковых минералов. Предполагается, что исследование позволит не только понять особенности цинковой минерализации в конкретном месторождении железняков, но и предложить концептуальные модели, которые могут быть применены к другим аналогичным осадочным бассейнам.

В ходе работы была собрана коллекция образцов железняков и вмещающих пород с цинковой минерализацией из керна различных скважин Бакчарского месторождения. Для исследования образцов использовались следующие методы: петрографический анализ, сканирующая электронная микроскопия (СЭМ) с энергодисперсионным анализом (ЭДС), рентгенофлуоресцентный анализ (РФА), масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС), а также Rock-eval пиролиз для определения содержания органического углерода. Эти методы позволили детально исследовать морфологию и состав цинксодержащих минералов, а также геохимические характеристики образцов.

Литологическая неоднородность морских железняков проявляется в чередовании терригенных и хемогенных фаций. Хемогенные фации представлены вариациями ооидовых, пелоидовых или однородных железняков со следующими отличительными характеристиками: (а) конфигурации терригенных и аутигенных компонентов, (б) минеральный состав и условия накопления. Терригенные фации – это прибрежные песчаники или шельфовые алевролиты. Ключевыми факторами, определяющими фации, являются уровень моря, влияние динамики погодных или штормовых волн, положение относительно береговой линии, приток железосодержащих растворов и биопродуктивность.

Цинковая минерализация проявляется преимущественно среди хемогенных фаций железняков, в которых доля общего органического углерода (TOC) находится на уровне 0.1–0.4 %. Минералы преобладают в цементе и матриксе железняков (рис.), реже встречаются среди кор-

текса ооидов. В пространстве пород цинковая минерализация представляет собой микровкрапленность (рис.), которая тесно связана с карбонатным цементом. В железняках со сплошным или фрагментарным сидеритовым цементом вюртцитовые микровкрапления распространяются в микрозоне контакта с глинистым матриксом (рис., а–б). При этом вюртцитовые микровкрапления иногда повторяют контур сидеритовых агрегатов (рис., б). Несколько специфичная структура цинковой минерализации в железняках с микропрожилковой сидеритовой структурой (рис., в). В этих слоях микровкрапления цинковых минералов периодически находятся внутри сидеритовых микропрожилков. Это прослеживается даже в структурах, где сидеритовые микропрожилки пронизывают трещины обломков кварца (рис., в) или ооидов, а в этих прожилках отмечаются цинковые микровкрапления. Цинковые минералы представлены преимущественно вюртцитом, самородным цинком, реже цинкитом и другими металлидами (тонгксинит) и сульфидами с примесью цинка.

Фотографии образцов, их петрографические снимки и обзорные СЭМ-изображения железняков, показывающие структуру цинковой минерализации в пространстве железняков:

а – микровкрапления вюртцита в смектитовом матриксе вблизи сидеритовых фрагментов; б – микровкрапления вюртцита на границе сидерит – смектит; в – микровкрапления вюртцита в сидерите, которые в виде микропрожилков пронизывают детритовый кварц. Brh – бертьерин, Gth – гетит, Sd – сидерит, Sme – смектит, Wur – вюртцит, Qz – кварц

Вюртцит, наиболее распространенный минерал, представлен как в цементе, так и в кортексе железистых ооидов и встречается в разнообразных морфологических формах, включая пластинчатые, фрамбоидальные и биоморфные агрегаты. Эти формы свидетельствуют о сложных условиях кристаллизации, которые могли варьировать в зависимости от активности металлоносных флюидов. Анализ распределения элементов в вюртците выявил значительные вариации содержаний Zn, Fe, а также примеси Na, Sb, Ba, Ta, Cd. Эти данные указывают на вероятно разнообразный процесс кристаллизации, при котором изменяющиеся условия среды приводили

к формированию минералов с разным химическим составом. Включение других цинксодержащих минералов, таких как самородный цинк, цинкит и тонгксинит, подчеркивает разнообразие геохимических условий, которые могли способствовать осаждению и концентрации цинка в ооидовых железняках.

Цинк в породах Бакчарского месторождения демонстрирует положительную корреляцию с Co, V, Mo, Pb, РЗЭ и Y, U, Sb, As, Th, Fe, Ni. Отрицательная связь характерна для K, Si, Ba, Ge, Al. Также корреляции между Zn и TOC не прослеживается. В попытках поиска закономерностей изменения содержания Zn и Fe была сделана оценка отношения геохимического прокси Zn/Fe в плане месторождения, включая поверхности (середина и подошва) железорудных горизонтов. Прокси Zn/Fe на порядок увеличивается в одних плоскостях горизонтов железняков.

Цинковая минерализация в Бакчарском месторождении характеризуется разнообразием минеральных форм, включая несколько разновидностей вюртцита, который является основным минералом-носителем цинка. Вюртцит кристаллизовался практически одновременно с сидеритом, что предполагает их совместное происхождение из одного раствора. В редких случаях цинк осаждался в самородной форме. Предлагаются различные сценарии формирования цинковых минералов, зависящие от интенсивности флюидного потока и условий осадка. При умеренном флюидном потоке цинковые минералы осаждаются вблизи глинистого матрикса или на границе с карбонатным веществом. В условиях интенсивного флюидного просачивания цинковые минералы кристаллизуются среди карбонатной «матрицы» (сидерит), которая может разрушать ранее образованные ооиды и пелоиды или даже обломки кварца. Такие процессы указывают на близость к очагу флюидной разгрузки в древнем бассейне. Другой механизм кристаллизации вюртцита предполагает замещение фрамбоидов пирита, точнее, одной из разновидностей фрамбоидов пирита (Rudmin et al., 2020), размер которой не превышает 10–15 мкм. Ионы цинка проникали во фрамбоиды пирита, взаимодействуя со свободными сульфидными анионами, что приводило к образованию вюртцита. Это подтверждается фрамбоидальными формами вюртцита и присутствием промежуточных Fe–Zn фаз. Другим возможным механизмом является образование вюртцита в пористом органическом детрите, вероятно, под воздействием сульфатредуцирующих бактерий, что требует дальнейшего исследования. Самородный цинк кристаллизовался в изолированных макро- и мезопорах филлосиликатов, где отличительные физико-химические условия способствовали осаждению металла без участия сульфид-ионов. Тонгксинит, как и вюртцит, часто встречается в карбонатно-минерализованных железняках, что также указывает на парагенетическую связь и единый источник углерода и цинка в условиях низкотемпературной флюидной деятельности.

С одной стороны, аутигенные цинковые минералы свидетельствуют о специфических геологических процессах, с другой – геохимические особенности цинка могут служить инструментом для реконструкции условий осадкообразования. Биогеохимический цикл цинка, окруженный несколькими теориями и нерешенными вопросами, играет важную роль в понимании эволюции морских бассейнов и осадков. Отсутствие корреляции между содержанием Zn и TOC в железняках и вмещающих породах Бакчарского месторождения указывает на незначительное влияние органического материала на бюджет цинка в породах, что указывает на его преимущественно флюидное происхождение. Влияние гидротермальных источников преобладает над органическими, что подтверждается минеральными ассоциациями, характерными для флюидной активности. Эти данные свидетельствуют о воздействии низкотемпературных металлонасыщенных флюидов на формирование морских осадков, что может иметь значение для прогнозирования полиметаллических залежей в Западно-Сибирском железорудном бассейне. Изменение концентраций Zn, Pb и As вдоль северо-восточного направления рудных тел указывает на градиент содержания этих элементов, что может показывать направление к предполагаемой флюидопроводящей структуре. В этом же направлении увеличивается

индекс Zn/Fe, что предлагается использовать в качестве геохимического индекса. Вкрапления вюртцита в карбонатном цементе могут служить дополнительным критерием для идентификации проксимальных зон предполагаемого низкотемпературного просачивания.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта FSWW-2023-0010.

Список литературы

Hu S.-Y., Barnes S.J., Glenn A.M. et al. Growth history of sphalerite in a modern sea floor hydrothermal chimney revealed by electron backscattered diffraction // Economic Geology. 2019. Vol. 114. P. 165–176. https: //doi.org/10.5382/econgeo.2019.4626.

John S.G., Conway T.M. A role for scavenging in the marine biogeochemical cycling of zinc and zinc isotopes // Earth and Planetary Science Letters. 2014. Vol. 394. P. 159–167. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.02.053.

Nozaki T., Nagase T., Takaya Y. et al. Subseafloor sulphide deposit formed by pumice replacement mineralization // Scientific Reports. 2021. Vol. 11. P. 1–11. https://doi.org/10.1038/s41598-021-87050-z.

Rudmin M., Banerjee S., Abdullayev E. et al. Ooidal ironstones in the Meso-Cenozoic sequences in western Siberia: assessment of formation processes and relationship with regional and global earth processes // Journal of Palaeogeography. 2020. Vol. 9. P. 1–21. https://doi.org/10.1186/s42501-019-0049-z.

Vance D., Little S.H., De Souza G.F. et al. Silicon and zinc biogeochemical cycles coupled through the Southern Ocean // Nature Geoscience. 2017. Vol. 10. P. 202–206. https://doi.org/10.1038/ngeo2890.

СРАВНЕНИЕ СОСТАВА СОЛЕВОГО РАСПЛАВА И KNa-АЛЮМОФТОРИДОВ В СИЛИКАТНО-СОЛЕВОЙ ГРАНИТНОЙ СИСТЕМЕ ПРИ 500 °С И 1 КБАР

Русак А.А.[1], Щекина Т.И.[2]

[1] *Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского РАН, rusak@geokhi.ru*
[2] *Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова*

Цель работы – изучить фазовые отношения в модельной гранитной системе Si-Al-Na-K-Li-F-O-H при понижении температуры от 800 °С до 500 °С и 1 кбар по методу подхода к равновесию с двух сторон «сверху вниз» и «снизу вверх» для анализа фазовых отношений в системе. Одной из задач работы являлось сравнение составов закаленного солевого расплава и фторидных фаз, кристаллизующихся как из солевого, так и из силикатного расплава в рассматриваемой системе. Эксперименты проводились на установке высокого газового давления в ИЭМ РАН (г. Черноголовка).

Исходный состав алюмосиликатного расплава отвечал гранитной эвтектике системы кварц-альбит-ортоклаз при температуре 690 °С и давлении 1 кбар H_2O при содержании 1 мас. % F (Manning, 1981) и 1.5 мас. % Li. Для насыщения этого силикатного расплава алюмофторидными фазами в исходную шихту вводили смесь солевых компонентов состава $(Li, Na, K)_3AlF_6$, близкого по стехиометрии к криолиту (Crl). Для приготовления исходных составов использовались следующие реактивы: высушенный гель SiO_2, LiF, K_2SiF_6, NaF, AlF_3, Al_2SiO_5, Al_2O_3. В опыты добавляли оксиды REE определенными парами, чтобы не происходило перекрывание спектров REE при микрозондовом анализе (Y_2O_3, La_2O_3; Sm_2O_3, Gd_2O_3, Tb_2O_3; CeO_2, Eu_2O_3 и Ho_2O_3; Dy_2O_3; Pr_2O_3, Lu_2O_3, Sc_2O_3; Er_2O_3, Yb_2O_3; Nd_2O_3, Tm_2O_3; Sc_2O_3, Gd_2O_3).

Продукты экспериментов изучались на сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM-IT500 (Jeol, Япония) с энерго-дисперсионным спектрометром Oxford X-Max^N (Oxford Instrument Ltd., Великобритания) на геологическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе 0.7 нА. Определение содержаний Li и REE в экспериментальных образцах были выполнены в АСИЦ ИПТМ РАН. Измерения проводили на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой X Series II (Thermo Scientific, США) с приставкой для лазерной абляции UP266 MACRO (New Wave Research, США). Изучение валового состава алюмосиликатного и солевого закаленных расплавов, содержащих Li, REE, Y и Sc, проводили на масс-спектрометре с ионизацией в индуктивно связанной плазме с двойной фокусировкой Element-2 кафедры геохимии МГУ имени М.В. Ломоносова. В ряде образцов главные и редкоземельные элементы в алюмосиликатных стеклах изучались с помощью электронно-зондового микроанализатора Superprobe JXA-8230 (Япония) в МГУ имени М.В. Ломоносова на кафедре петрологии и вулканологии в лаборатории локальных методов исследования вещества. Для предотвращения разрушения стекол анализы проводили в режиме расфокусированного пучка (до 10 мкм) при ускоряющем напряжении 10 кВ и силе тока 10 нА.

В экспериментах при 800 °С и давлении 1 кбар возникает алюмосиликатно-солевая несмесимость, равновесными фазами являются алюмосиликатный расплав, закаляющийся в стекло, и щелочно-алюмофторидная солевая фаза, образующая при закалке поликристаллический агрегат солевых фаз. При содержании воды ~10 мас. % в системе образуется свободная водная фаза. При 500 °С и 1 кбар из алюмосиликатного расплава образуются кристаллы кварца до 100 мкм с характерной огранкой, иногда внутри зерен кварца образуются кристаллы натриевого и калиевого криолита. Такая структура говорит об их совместной кристаллизации из расплава. Также из силикатного расплава на контакте солевого и силикатного расплавов кристаллизуются лейсты полилитионита, иногда образующие радиально-лучистые

выделения. Солевой расплав практически полностью раскристаллизован в виде фторидов щелочей и REE (LnF_3), только крупные глобули (>500–700 мкм в диаметре) содержат остаточный солевой расплав, богатый REE. Алюмосиликатный расплав находится в метастабильном, переохлажденном состоянии из-за большого содержания фтора в системе. Криолит кристаллизуется и из алюмосиликатного, и из фторидного расплава в виде фаз существенно натриевого и более калиевого состава. Это новое явление в данных экспериментах говорит о том, что при 500 °C уже не образуется непрерывный твердый раствор между натриевым и калиевым криолитом, как это наблюдалось при более высокой температуре. Фторидные фазы REE в раскристаллизованных глобулях образуют иногда каймы в краевых частях. Солевой остаточный расплав обогащен литием, и в процессе закалки из него кристаллизуется фторид лития – грайсит.

В данных экспериментах, проведенных при ~10 мас. % воды, в закаленном алюмосиликатном стекле наблюдалась пористость. Поры характеризуют потерю воды расплавом в процессе закалки. Поры достигали 5 мкм в диаметре. При температуре 500 °C и давлении 1 кбар растворимость воды не превышает 10 %, что говорит о том, что не вся вода растворяется в расплаве и выделяется в виде свободного водного флюида.

Сравнение состава щелочно-алюмофторидных солевых глобулей, отражающих состав солевого расплава LF, и фаз щелочных алюмофторидов можно провести на основании данных, представленных в таблицах 1 и 2.

Таблица 1. Средние значения (мас. %) состава поликристаллических солевых глобулей (LF) по большой площади при 500 °C и 1 кбар (оп. 883–890)

Элементы	883	884	855	886	888	889
Si	10.84	2.85	2.56	2.60	0.56	4.62
Al	8.70	11.43	6.83	10.41	9.64	7.34
Na	13.17	8.11	10.72	15.47	14.22	9.99
K	5.36	5.33	5.55	3.37	6.54	0.11
Mg	0.70	0.77	0.00	0.18	0.18	4.79
Ca	0.21	0.16	0.24	0.13	0.22	0.18
F	53.05	49.73	43.67	49.84	54.29	44.77
O	10.80	4.94	5.06	2.68	2.00	6.05
La	1.78					
Ce			2.66			
Nd						1.86
Pr						
Sm		2.47				0.11
Eu						
Gd		1.76				0.14
Tb		2.09				
Dy				1.67		
Ho			1.53			
Er					2.95	
Tm						
Yb					2.95	
Lu						
Y	2.95					
Sc						
Сумма	108.66	89.64	79.03	86.36	93.68	79.96

Таблица 2. Средние составы (мас. %) щелочных алюмофторидов в оп. 883–889 при 500 °C и 1 кбар, полученные на волновом спектрометре

Элементы	883	884	885	886	887	888	889	889
Si	0.05	0.09	0.06	2.60	0.07	0.00	0.00	0.06
Al	15.06	27.15	13.85	10.41	14.85	14.15	14.30	6.39
Na	27.10	14.95	23.46	15.47	28.46	22.75	23.52	8.89
K	2.70	2.57	2.66	3.37	2.55	3.10	0.00	29.17
Mg	0.11	0.00	0.09	0.18	0.08	0.07	2.57	0.00
Ca	0.05	0.05	0.03	0.13	0.12	0.16	0.05	0.12
F	59.29	59.98	57.42	49.84	57.90	56.20	59.92	47.99
O	0.40	0.46	0.29	2.68	0.67	0.63	0.23	0.59
La	0.00							
Ce			0.00					
Nd								
Pr					0.00			
Sm		0.10						
Eu								
Gd		0.08						0.15
Tb		0.12						
Dy				1.67				
Ho			0.00					
Er						0.20		
Tm								
Yb						0.25		
Lu					0.00			
Y	0.00							
Sc					0.24			7.98
Сумма	104.76	105.55	97.85	86.36	104.92	97.51	100.60	101.33

Сравнение состава солевых глобулей LF (табл. 1) и щелочных алюмофторидов (табл. 2) показало, в солевом расплаве LF наблюдается существенный недостаток щелочей по сравнению со стехиометрией криолита и недостаток по фтору. Также в солевых глобулях часто содержатся кислород и кремний, иногда последнего до 10.84 мас. %, что, скорее всего, связано с захватом капель алюмосиликатного расплава внутрь солевого глобуля, нередко наблюдаемым в опытах, что говорит о жидком состоянии системы до закалки. Солевые глобули содержат REE до ~2 мас. %, больше всего концентрируются Er, Yb, Y, их содержания доходят до ~3 мас. %. Разница в сумме связана с содержанием воды и лития в расплаве.

Криолит $(K, Na)_3AlF_6$ преимущественно натриевого состава, исключением является криолит из опыта 889, в котором 29 мас. % калия. По стехиометрии более натриевые составы соответствуют криолитиониту ($Na_3Al_2(LiF_4)_3$) и симмонситу (Na_2LiAlF_6) по недостатку суммы, а калиевые составы соответствуют эльпасолиту (K_2NaAlF_6). Криолит более щелочной, более глиноземистый, по сравнению с солевым остаточным расплавом, в криолите фактически не может содержаться кремний, исключением является опыт 886. Криолит содержит десятые доли REE, тогда как солевой расплав накаливает иногда и более 3 мас. % REE, а также криолит может содержать литий. По данным (Алферьева, 2012) содержание лития в криолите может

достигать 3.4 ат. %. Коэффициент разделения лития между алюмосиликатным расплавом и криолитом ~0.4 (Алферьева, 2012). Ранее было показано (Граменицкий и др., 2005), что в присутствии больше 1 мас. % лития в системе солевой расплав отделяется от алюмосиликатного по механизму жидкостной силикатно-солевой несмесимости.

Таким образом, сравнение состава солевого расплава LF, содержащего F и Li, и кристаллизующихся из него алюмофторидов, а также высокие содержания в солевом расплаве редкоземельных элементов по сравнению с кристаллическими алюмофторидами подтверждают представление о существовании силикатно-солевой несмесимости в гранитной системе и способности солевого расплава к концентрированию рудных элементов.

Работа выполнена при поддержке государственного задания ГЕОХИ РАН.

Список литературы

Алферьева Я.О. Явление силикатно-солевой жидкостной несмесимости в модельной гранитной и нефелин-сиенитовой системе Si-Al-Na-K-Li-H-F-O: Автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук: 25.00.04. М., 2012. 23 с.

Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И., Девятова В.Н. Фазовые отношения во фторсодержащих гранитной и нефелин-сиенитовой системах и распределение элементов между фазами (экспериментальное исследование). М.: ГЕОС, 2005. 188 с.

Manning D. The effect of Fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 kb // Contrib. Mineral. Petrol. 1981. Vol. 76. P. 206–215.

АНАЛИЗ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ ПО МАГМАТИЧЕСКИМ И ОСАДОЧНЫМ ПОРОДАМ ДЕВОНСКОГО ВОЗРАСТА

Сальная Н.В.[1], Иосифиди А.Г.[2]

[1] *Геологический институт Российской академии наук, natasavi@inbox.ru*
[2] *Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова Российской академии наук*

В настоящий момент девон остается проблемным периодом с точки зрения палеомагнетизма. Палеомагнитные данные различны, а палеомагнитная запись в горных породах сложна для интерпретации вследствие развитого перемагничивания, низкой намагниченности пород и в некоторых случаях существенного вклада в естественную остаточную намагниченность вязкой намагниченности. Так, часть имеющихся данных по магматическим породам девона содержит нетипичные компоненты естественной остаточной намагниченности, т.е. компоненты, не соответствующие «ожидаемым» полюсам для этого периода (Казанский и др., 1996; Баженов, Левашова, 2011; Шацилло, Павлов, 2019; Лузан и др., 2023). Это может быть следствием сложной конфигурации палеополя или же аномальной записи магнитного поля Земли в горной породе. Сложная конфигурация геомагнитного поля, отличная от других геологических эпох, и зачастую отмечаемая низкая палеонапряженность поля (Shcherbakova et al., 2017; Hawkins et al., 2019) позволяют выдвигать предположение о мультипольности поля. Последнее подразумевает уход от одной из основных гипотез палеомагнетизма – гипотезы центрального осевого диполя для этого периода времени и поэтому нуждается в серьезных доказательствах.

Для оценки палеомагнитной записи в осадочных горных породах и выявления возможных нетипичных компонент мы провели отбор коллекций ориентированных палеомагнитных образцов из разрезов верхнего и среднего девона Главного (242 штуфа) и Центрального (222 штуфа) девонского поля и провели ряд магнито-минералогических и палеомагнитных исследований. В работе показано, что на объектах Главного девонского поля (Яхново (р. Сясь), Андома (Онежское озеро), Ретле (озеро Ильмень)) широко развито перемагничивание девонских пород в позднепалеозойское время, что уже фиксировалось при исследовании разрезов Главного девонского поля (Погарская, 1984; Гуревич и др., 2005; Иосифиди и др., 2020 и др.). Первые результаты по объектам верхнего девона Центрального девонского поля (Ливенский карьер, Донское месторождение известняков) показали, что распределение векторов естественной остаточной намагниченности близко к хаотичному, и аналогичные данные были совсем недавно получены по объектам Австралии (Hansma et al., 2015; Green et al., 2021).

Анализ базы палеомагнитных данных (Pisarevsky et al., 2022) и получение новых определений, в частности, по Восточно-Европейской платформе, может помочь ответить на вопрос о том, какие типы палеомагнитной записи наблюдаются в горных породах, как в магматических, так и в осадочных, что особенно важно, поскольку нетипичные компоненты были обнаружены на настоящий момент только при исследовании магматических горных пород. Анализ базы данных по типу пород, качеству данных, наличию компонент недевонского возраста позволит выявить взаимосвязь между этими факторами.

Работы проводились при финансовой поддержке гранта РНФ 23-27-00461, https://rscf.ru/project/23-27-00461/

Список литературы

Баженов М.Л., Левашова Н.М. Амплитуда вековых вариаций направления геомагнитного поля в верхнедевонских вулканитах Северного Тянь-Шаня // Физика Земли. 2011. № 12. С. 74–86.

Гуревич Е.Л., Храмов А.Н., Родионов В.П. и др. Палеомагнетизм ордовикских и девонских осадочных пород северо-запада Русской платформы: новые данные о кинематике Балтики в палеозое и о пермо-триасовом перемагничивании // Физика Земли. 2005. № 7. С. 48–64.

Иосифиди А.Г., Попов В.В., Журавлев А.В. Верхнедевонские отложения (франский ярус) северо-запада Русской платформы: палеомагнитные данные // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2020. Т. 15, № 4. http://www.ngtp.ru/rub/2020/42_2020.html.

Казанский А.Ю., Кунгурцев Л.В., Брагин В.Ю. Палеомагнитные направления девонских комплексов восточной части Алтае-Саянской складчатой области // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. М., 1996. С. 48–50.

Лузан М.Е., Метелкин Д.В., Елисеев А.А. К вопросу конфигурации девонского геомагнитного поля и причинах псевдохаотического распределения палеомагнитных векторов по результатам изучения базитов Минусинского прогиба // Всероссийская конференция с международным участием «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород»: Сборник тезисов. Казань: Казан. Фед. Ун-т, 2023. С. 38.

Погарская И.А. Палеомагнетизм девона Русской платформы // Палеомагнитные методы в стратиграфии: Сборник научных трудов. Л.: ВНИГРИ, 1984. С. 42–55.

Шацилло А.В., Павлов В.Э. Систематика палеомагнитных направлений раннего-среднего девона минусинских впадин: новые данные и старые проблемы // Физика Земли. 2019. № 3. С. 97–116.

Green T., Slotznick S.P., Jaqueto P. et al. High-resolution late devonian magnetostratigraphy from the canning basin, Western Australia: A re-evaluation // Frontiers in Earth Science. 2021. Vol. 9. DOI: 10.3389/feart.2021.757749.

Hansma J., Tohver E., Yan M. et al. Late Devonian carbonate magnetostratigraphy from the Oscar and Horse Spring Ranges, Lennard Shelf, Canning Basin, Western Australia // Earth Planet. Sci. Lett. 2015. Vol. 409. P. 232–242. https://doi. org/10.1016/j.epsl.2014.10.054.

Hawkins L.M.A., Anwar T., Shcherbakova V.V. et al. An exceptionally weak Devonian geomagnetic field recorded by the Viluy Traps, Siberia // Earth Planet. Sci. Lett. 2019. Vol. 506. P. 134–145. DOI: 10.1016/j.epsl.2018.10.035.

Pisarevsky S.A., Li Z.X., Tetley M.G. et al. An updated internet-based Global Paleomagnetic Database. Earth Science Reviews // Earth-Science Reviews. 2022. Vol. 235, 104258. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.

Shcherbakova V.V., Biggin A.J., Veselovskiy R.V. et al. Was the Devonian geomagnetic field dipolar or multipolar? Palaeointensity studies of Devonian igneous rocks from the Minusa Basin (Siberia) and the Kola Peninsula dykes, Russia // Geophys. J. Int. 2017. Vol. 209 (2). P. 1265–1286.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЙОНЕ ПОСЕЛКА ЛУПЧЕ-САВИНО (ЗАПАД КАНДАЛАКШСКОГО БЕРЕГА, КОЛЬСКИЙ РЕГИОН)

Сергиенко Д.Д. [1, 2], Корсакова О.П.[1, 2, 3], Вашков А.А.[1, 3], Толстобров Д.С.[1]

[1] *Геологический институт Кольского научного центра РАН, sergien99@mail.ru*
[2] *Мурманский арктический университет (филиал МАУ в г. Апатиты)*
[3] *ФГБУ «ВНИИОкеангеология»*

Введение. Район поселка Лупче-Савино находится на побережье Кандалакшского залива, в его кутовой части. Работы по изучению вещественного состава четвертичных отложений и выяснение условий их образования здесь связаны с необходимостью установить особенности формирования комплекса морен и сопряженных с ними водноледниковых форм. В ходе работ были изучены осадочные последовательности в разрезах, вскрывающих ледниковые гряды в двух карьерах в Кандалакшском районе (рис. 1).

Рис. 1. Положение изученных разрезов, обозначенное красными кружками и цифрами 1 и 2. Основа – Государственная геологическая карта…, 2012

В районе исследования представлены ледниковые, водноледниковые отложения, краевая морена, относящаяся к стадии сальпаусселька, грядово-кольцевая морена, ложбины стока талых ледниковых вод, дельты и конусы выноса, друмлины (Дедков и др., 1989)

Методика работ. Были выполнены литолого-стратиграфическое описание разрезов в расчистках стенок карьеров, структурные исследования (замеры элементов залегания слоев), петрографическое изучение галек из осадков.

Результаты. Разрез 1 (рис. 1) был изучен в карьере, вскрывающем одну из гряд (67°11'48.3" с. ш., 32°21'36.2" в. д.), входящих в морфологический комплекс параллельно-грядового рельефа. На разных стенках карьера было заложено шесть расчисток (рис. 2).

Рис. 2. Строение ледниковой гряды в точке наблюдения 1 (рис. 1). Диаграммы ориентировки длинных осей крупнообломочного материала построены на нижней полусфере сетки Шмидта; изолинии плотности проведены через 2.5–5–7.5–10 % (по: Вашков и др., 2024, с изменениями)

Расчистка 1 (рис. 2) вскрывает наиболее высокую часть гряды. В ней на глубину 5 м представлен диамиктон, переслаивающийся с алевритистым тонко- и мелкозернистым песком, с разнозернистым песком, с большим количеством гравия, гальки и валунов. Диамиктон слоистый за счет тонких извилистых прослоев и линз песка мощностью до 3 см. На глубине 1.2–2.0 м и 3.7–4.5 м выполнены замеры ориентировки падения длинных осей галек. На обеих диаграммах (рис. 2) отчетливо проявляются два максимума с ориентировкой по азимуту 20–200°, близкой к простиранию гребня гряды. Внизу карьера расчисткой 6 (рис. 2) тоже вскрыт песчанистый диамиктон, содержащий больше валунов и галек, чем диамиктон в привершинной части гряды. Ориентировка галек и валунов здесь поперек простирания гряды с одним отчетливым максимумом по азимуту 115–125°. Петрографический состав галек представлен розовым гранитом, плагиовебстеритом, метагаббро, роговообманковым амфиболитом (по габброиду), кварц-полевошпатовой породой, гранитом, арфендсонитом, рисчорритом, биотитовым гнейсом. Это в основном местные породы.

Строение гряды на северо-западном склоне гряды вскрыто расчисткой 2 (рис. 2). Здесь на глубине 2 м залегает диамиктон, аналогичный вскрытому расчисткой 1. Он перекрыт разнозернистым песком с гравием, с линзами (до 12 см мощности) гравелистого крупнозернистого песка, которые падают по азимуту 167° под углом 16° (Вашков и др., 2024). Над песком залегает алеврит мощностью до 0.8 м, с примесью песка, гравия, единичными гальками и валунами и с обломками морских раковин. Алеврит перекрыт разнозернистым, слоистым за счет цвета и грансостава песком мощностью до 1 м.

В нижней части расчистки 4 (рис. 2) выявлено переслаивание песка алевритистого, несортированного, слоистого за счет тонких прослоев песка мелко-, среднезернистого песка, с линзами разнозернистого косослоистого песка. Эта песчаная толща мощностью более 4.5 м разбита пологими сбросами и сдвигами; падение сместителей сдвигов по азимуту 260° под углом 9°; сбросы с амплитудой смещения до 0.1 м наклонены по азимутам 22°, 122°и 325° под углами 37–55° (Вашков и др., 2024). Выше залегает алевритистый песок с гравием, галькой и редкими валунами, наклонно слоистый, который в свою очередь перекрыт крупнозернистым монотонным песком мощностью до 0.3 м, с большим количеством гравия, гальки и валунов. Такое же строение было также установлено в расчистках 3, 5 и 7.

Осадки ледникового парагенетического ряда, вскрытые карьером в точке наблюдения 2 (рис. 1), были изучены в 2 расчистках. Первой расчисткой вскрыты слоистые алевриты, местами перекрытые косоволнисто слоистыми песками со знаками ряби. Выше залегает алевритистый разнозернистый песок, слоистый за счет грансостава. Сверху в разрезе первой расчистки залегает гравийно-галечниковый крупнозернистый песок с валунами. Второй расчисткой

(рис. 3) снизу вверх вскрыты: (1) песок мощностью 0.4–1.8 м разнозернистый, слоистый, разбитый сколами с падением сместителя по азимуту 15° под углом 83°; (2) слоистый алеврит с прослойками алевритистого песка; (3) разнозернистый песок мощностью до 1.1 м, разбитый клиньями.

Рис. 3. Фото второй расчистки в точке наблюдения 2 (рис. 1)

Обсуждение и выводы. Полученные литолого-стратиграфические данные в точке наблюдения 1 свидетельствуют о том, что в этой части побережья гряды сложены в основном диамиктоном с линзовидной слоистостью. Падение слоистости в диамиктоне в нижней части разреза обычно направлено перпендикулярно простиранию гряд. Примерно также ориентированы и длинные оси галек и валунов. В привершинной части разреза длинные оси галек ориентированы параллельно гребню гряд. Состав диамиктона в основном соответствует критериям, выявленным для основных морен последнего ледникового покрова в Кольском регионе (Евзеров, 2017). Отложения, перекрывающие диамиктон в точке наблюдения 1, были вскрыты только на склонах некоторых гряд. Пески и алевриты с линзами, насыщенными обломками раковин, на склоне одной из гряд можно сопоставить с морскими осадками раннего голоцена. Формирование же самих гряд и в целом параллельно-грядового рельефа происходило в субгляциальных условиях во время заключительных фаз сокращения последнего ледникового покрова, т.е. невской и салпаусселька I (Korsakova et al., 2023). Они формировались во внешней зоне мерзлого подледникового субстрата на относительно небольшом удалении от краевой зоны оледенения, особенно при контакте нескольких ледниковых лопастей или языков, когда одна лопасть являлась упором для другой (Каплянская, Тарноградский, 1993), что характерно для побережья привершинной части Кандалакшского залива в районе поселка Лупче-Савино.

В точке наблюдения 2 вскрыта озовая гряда, к которой прилегает холмисто-грядовый рельеф. Отсутствие на поверхности гряды ледниковых осадков свидетельствует о ее формировании в экстрагляциальных условиях. Генезис этой формы рельефа подтверждается литологическим строением разрезов. В ее формировании принимают участие в основном песчанистые отложения, часто обогащенные алевритом, содержится примесь грубообломочного материала.

Работа выполнялась при финансовой поддержке гранта РНФ № 22-17-00081, а также частично в рамках госзадания по теме ГИ КНЦ РАН FMEZ-2024-0007.

Список литературы

Вашков А.А., Корсакова О.П., Толстобров Д.С. и др. Строение ребристых морен в юго-западной части Кольского региона // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2024. 21. С. 19–28.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Q-(35), 36 (Апатиты). СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012.

Дедков Н.С., Ильин В.А., Горбунов Е.О. Карта четвертичных отложений с элементами геоморфологии Мурманской области / В.Я. Евзеров (ред.). Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 1989.

Евзеров В.Я. Литология морены поздневалдайского оледенения западной части Кольского полуострова // Вестник МГТУ. 2017. Т. 20, № 1/1. С. 48–59.

Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Гляциальная геология: Методическое пособие по изучению ледниковых образований при геологической съемке крупного масштаба. СПб: Недра, 1993. 328 с.

Korsakova O., Vashkov A., Nosova O. European Russia: glacial landforms from the Bølling-Allerød Interstadial // European Glacial Landscapes. The Last Deglaciation / Palacios D., Hughes P.D., Garcia-Ruiz J.M., Andres N. (eds.). Elsevier, 2023. P. 305–310.

ЗАГРЯЗНЕНИЕ АКВАТОРИЙ АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ РОССИИ ПЛАСТИКОМ: ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ И МЕТОД ДИСТАНЦИОННОГО МОНИТОРИНГА ПОЛИМЕРНЫХ ОТХОДОВ

Сердюкова Е.А., Данилов А.С.

Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, serdukovaelizaveta489@gmail.com

Введение. В настоящий момент одним из видов антропогенного воздействия на окружающую среду является загрязнение пластиком. Полимерные материалы в большом объеме поступают в гидросферу, в результате чего наносится вред миллионам видов живых организмов. Распадаясь на мелкие частицы под действием течений, солнечного света и других факторов, крупные пластиковые предметы превращаются в микропластик. Несмотря на то что вред от микропластика до конца не изучен, его уже признают одной из глобальных экологических угроз человечеству.

Особенную обеспокоенность загрязнением полимерными отходами вызывают акватории Арктических регионов нашей страны. Ежегодные арктические экспедиции и исследования подтвердили высокое содержание пластика в Баренцевом море (Погожева и др., 2021). Связано это с тем, что пластик разлагается в течение десятка лет, а при низких температурах создаются более благоприятные условия для его существования в природной среде. Влияние данного загрязнения, в первую очередь, может отразиться на здоровье человека: микропластик по пищевой цепи попадает в организмы рыб, в то время как рыболовство является основным способом питания населения Арктических регионов (Зайков, Соболев, 2021). Второй фактор заключается в способности пластика влиять на изменение климата и впоследствии на рост таяния ледников и увеличение уровня Мирового океана.

Причина загрязнения морей Арктики полимерами включает две главные составляющие. Если в густонаселенных районах страны данная проблема связана с накоплениями отходов на суше, то в Арктике основными источниками загрязнения являются судоходство и рыболовство (Авдонина, Соболев, 2022).

В зарубежных странах уже начали принимать меры по борьбе с загрязнением пластиком как в сфере очистки водоемов, так и в области мониторинга накопления и перемещения полимерных отходов в океане (Lebreton, Andrady, 2019). На основании существующих исследований в данной области проведен научный обзор, результатом которого является описание алгоритма обнаружения пластика в океане. Алгоритм включает три ключевых этапа: сбор и подготовка исходных данных, предварительная коррекция снимков и тематическая обработка.

На первой стадии после изучения научных статей, информации в социальных сетях, публикаций в Интернете и других источников авторами проводится анализ территорий, предположительно загрязненных пластиковыми отходами (Themistocleous et al., 2020). В настоящее время иностранными учеными подготовлены открытые наборы данных о пластиковом мусоре, находящемся как на береговых территориях, так и в открытом море. Архивы созданы на основании экспериментальных данных, когда в рамках исследований на воде размещались специальные «пластиковые плоты», сделанные из пластиковых пакетов и бутылок (Topouzelis et al., 2020), и реальных данных о мусорных «островах», собранных по всему миру (Kikaki et al., 2022).

Наборы данных включают растровую, векторную и текстовую информацию: растры – это снимки с беспилотных летательных аппаратов (БПЛА), векторы – точки местоположения мусорных участков с геопривязкой, а в текстовой форме зачастую представлены данные о космоснимках на ту же территорию (Topouzelis et al., 2020). Для России в настоящий момент аналогов нет, но сведения о полимерных отходах, найденных в океане, можно получить на основании результатов экспедиций российских ученых (Погожева и др., 2021).

Приоритетно для цели обнаружения пластика на поверхности воды авторы используют спутник Европейского космического агентства Sentinel-2. Спутниковые снимки получают с открытых источников, например, с портала Геологической службы США (USGS). Получение снимков на разные даты съемки дает возможность оценивать временную динамику изменений.

Перед выполнением тематической обработки проводится предварительная коррекция снимков. Коррекция выполняется в целях устранения видимых геометрических искажений, привязки к определенной системе координат, удаления солнечных бликов и улучшения визуального восприятия (Duarte, Azevedo, 2023). Таким образом, проводится три вида предобработки: геометрическая, радиометрическая и атмосферная.

Особенностью тематической обработки спутниковых снимков является расчет индекса плавающего мусора (FDI – Floating Debris Index), который позволяет выделить пластиковые объекты (Biermann et al., 2020). FDI основан на ранее известном «индексе плавающих водорослей», созданном для спутника Landsat-8, только в данном случае канал Red заменен на RedEdge. Формула для расчета представлена ниже.

$$FDI = R_{NIR} - R'_{NIR} \quad (1)$$

$$R'_{NIR} = R_{RE2} + (R_{SWIR1} - R_{RE2}) * ((\lambda_{NIR} - \lambda_{RED}) / (\lambda_{SWIR1} - \lambda_{RED})) * 10, \quad (2)$$

где R_{NIR}, R_{RE2} и R_{SWIR1} – ближний инфракрасный диапазон (NIR), Red Edge 2 (RE2) и коротковолновой инфракрасный диапазон SWIR-1, соответственно; λ_{NIR}, λ_{RED} и λ_{SWIR1} – это длины волн (в нанометрах), соответствующие диапазонам NIR, RED и SWIR-1 спутника Sentinel-2.

Далее в зависимости от типа исходных данных может использоваться два подхода машинного обучения: с учителем и без. Одной из наиболее высокопроизводительных моделей является Support vector regression (Basu et al., 2021). После тематической обработки по полученным данным может быть проведена оценка площади загрязнения и динамики ее изменения со временем. Полная схема описанного метода представлена на рисунке.

Алгоритм автоматического обнаружения пластика в океане
с применением спутниковых снимков и машинного обучения

Выводы. Загрязнение Арктики пластиком – одна из актуальных экологических проблем для нашей страны. Целью будущих научных исследований является разработка методики автоматического обнаружения пластика и создание системы его мониторинга на территории акваторий арктических морей России. С данной целью проведен обзор научных статей и информации в социальных сетях о местоположении подобного загрязнения в РФ, на основании которого установлено, что существует острая необходимость в изучении загрязнения пластиком акваторий Арктики, а именно: Баренцево море; залив Иванова, о. Новая Земля, Архангельская область; акватории острова Вольостров, городское поселение Умба, Терский район, Мурманская область. Следующей задачей станет разработка системы прогнозирования перемещения отходов пластика на поверхности воды.

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (FSRW-2024-0005).

Список литературы

Авдонина Н.С., Соболев Н.А. Воздействие прибрежного мусора на биологические ресурсы арктических морей // Арктика и Север. 2022. № 47. С. 260–267. DOI: 10.37482/issn2221-2698.2022.47.260.

Зайков К.С., Соболев Н.А. Загрязнение морским мусором западного сектора российской Арктики // Арктика и Север. 2021. № 43. С. 246–252. DOI: 10.37482/issn2221-2698.2021.43.246.

Погожева М.П., Якушев Е.В., Терский П.Н. и др. Оценка загрязнения Баренцева моря плавающим морским мусором по данным судовых наблюдений в 2019 г. // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2021. Т. 332, № 2. С. 87–96. DOI: 10.18799/24131830/2021/2/3045. EDNSIAACU.

Basu B., Sannigrahi S., Sarkar Basu A., Pilla F. Development of novel classification algorithms for detection of floating plastic debris in coastal waterbodies using multispectral sentinel-2 remote sensing imagery // Remote Sens. 2021. 13. 1598. DOI: 10.3390/rs13081598.

Biermann L., Clewley D., Martinez-Vicente V. et al. Finding plastic patches in coastal waters using optical satellite data // Sci Rep. 2020. Vol. 10. DOI: 10.1038/s41598-020-62298-z.

Duarte M., Azevedo L. Automatic detection and identification of floating marine debris using multi-spectral satellite imagery // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2023. P. 1–1. DOI: 10.1109/TGRS.2023.3283607.

Kikaki K., Kakogeorgiou I., Mikeli P. et al. MARIDA: A benchmark for Marine Debris detection from Sentinel-2 remote sensing data // PLoS ONE. 2022. 17 (1): e0262247. DOI: 10.1371/journal.pone.0262247.

Lebreton L., Andrady A. Future scenarios of global plastic waste generation and disposal // Palgrave Communications. 2019. Vol. 5, N 6. DOI: 10.1057/s41599-018-0212-7.

Themistocleous K., Papoutsa C., Michaelides S., Hadjimitsis D. Investigating detection of floating plastic litter from space using sentinel-2 imagery // Remote Sens. 2020. 12. 2648. DOI: 10.3390/rs12162648.

Topouzelis K., Papageorgiou D., Karagaitanakis A. et al. Remote sensing of sea surface artificial floating plastic targets with sentinel-2 and unmanned aerial systems (Plastic Litter Project 2019) // Remote Sens. 2020. Vol. 12. DOI: 10.3390/rs12122013.

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ИСТОЧНИКИ СНОСА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ЯТУЛИЯ (2.3–2.1 МЛРД ЛЕТ) СЕГОЗЕРСКОЙ СТРУКТУРЫ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ)

Силаева О.М.[1, 2], Ерофеева К.Г.[1], Самсонов А.В.[2], Степанова А.В.[2], Бессмертный К.Н.[3]

[1] *Геологический институт РАН, om.silaeva@gmail.com*
[2] *Институт геологии Карельского научного центра РАН*
[3] *Санкт-Петербургский государственный университет*

Введение. В палеопротерозое произошли кардинальные изменения процессов как в недрах, так и на поверхности Земли, которые нашли отражение в геологической летописи, в том числе в осадочных породах (Reading…, 2011). Ятулийский осадочный чехол Сегозерской мульды сохранил первичные текстурные и часто структурные признаки, что делает этот объект удачным для изучения древних осадочных пород, позволяя расшифровывать экзогенные процессы загадочного периода истории Земли. В настоящем докладе представлены новые литологические, геохимические и геохронологические данные для пород сегозерского горизонта ятулия Сегозерской структуры, позволяющие уточнить условия их седиментации.

Авторами основополагающих работ по изучению осадочных и вулканогенных пород ятулия являются такие ученые, как Рийконен (Рийконен, 1960), Соколов (Соколов и др., 1970), Светов (Светов, 1972), Куликов (Куликов и др., 2017, и ссылки в данной статье). По последним данным (Куликов и др., 2017) ятулийский надгоризонт (ятулийскую систему) принято разделять на сегозерский, существенно терригенный, и онежский, существенно карбонатный, горизонты (отделы). В состав сегозерского горизонта включены янгозерская (и ее аналоги), медвежьегорская (и ее аналоги: северосегозерская, вороновоборская, койкарская) свиты и нижняя терригенная часть туломозерской свиты; в состав онежского горизонта включены терригенно-карбонатные средняя и верхняя подсвиты туломозерской свиты.

Результаты. Сводный разрез Сегозерской структуры представляет собой терригенную толщу, в которой выделены три пачки, разделенные двумя горизонтами вулканитов основного состава. **Литологически** пачки представлены чередованием кварцевых гравелитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов светло-серого и красного цветов, при этом в каждой пачке можно выделить от одного до двух трансгрессивно-регрессивных циклов.

Гравелиты сложены полуокатанными и окатанными зернами кварца, обломками кварцитов, реже обломками гранитоидов, размером от 2 мм до 2 см. Матрикс представляет собой кварцевый алевролит, сцементированный иллитовым, реже хлорит-иллитовым и кварц-иллитовым базальным и порово-базальным цементом. Характерна косая слоистость. Гравелиты встречаются преимущественно в нижних частях циклов, наиболее крупнозернистые разности отмечаются при непосредственном залегании пород на подстилающих ятулийских корах выветривания.

Песчаники сложены полуокатанными, окатанными и угловато-окатанными зернами кварца, реже полевого шпата, чешуйками биотита, редко мусковита, обломками кварцитов и гранитоидов, с широкой вариацией по размерности при преобладании крупнозернистых (0.5–1 мм) разностей. Матрикс базальный и порово-базальный иллитовый, реже хлорит-иллитовый и кварциллитовый, иногда с рассеянным гематитом, часто с терригенной алевритовой примесью, в которой помимо кварца встречаются единичные зерна циркона, магнетита, пироксена. В породах иногда присутствует аутигенный кальцит. Преобладает горизонтальная слоистость, часто проявлены косослоистые текстуры, нередко обнажаются текстуры знаков ряби. Песчаники составляют от 50 до 90 % объема отдельных разрезов.

Алевролиты сложены угловатыми зернами кварца, присутствует примесь магнетита, биотита, реже мусковита, редко встречаются зерна циркона. Цемент базальный иллитовый, реже

кварциллитовый, часто с рассеянным гематитом, иногда с кальцитом. Слоистость горизонтальная. Алевролиты часто образуют текстуры трещин усыхания, межтрещинное пространство которых заполнено перекрывающими песчаниками.

Аргиллиты представляют собой иллит, иногда с рассеянным гематитом, редко с хлоритовой либо кальцитовой составляющей. Часто присутствует редкая примесь кварца, магнетита, реже биотита, алевритовой размерности. Слоистость горизонтальная. Часто образуют текстуры трещин усыхания. В разрезе светло-зеленые разности чаще встречаются в нижнем цикле в виде прослоев мощностью от 1 до 30 см, а также в виде интракластов в песчаниках. Частота встречаемости и мощности слоев красноцветных гематитовых разностей увеличивается от первого цикла к третьему, при этом они чаще образуют текстуры трещин усыхания.

В разных частях Сегозерской структуры выделенные литотипы весьма однородны по своим **геохимическим характеристикам**. Данные по содержаниям петрогенных элементов демонстрируют высокие значения концентраций кремнезема в осадочных породах (для песчаников и гравелитов среднее значение 80 %), повышенные содержания оксида магния (>3 %), высокие значения общей щелочности (среднее значение 4.5, максимальное значение 11) и прямую корреляцию содержаний большинства элементов от содержания глинозема. Анализ концентраций редких и редкоземельных элементов показал большой разброс данных при нормировании на PAAS, относительное обогащение аргиллитов легкими редкоземельными элементами, повышение концентраций таких редких элементов, как Ti, V, Cr, в третьем цикле седиментации и особенно в нижней его части.

Для **определения возраста** источников сноса терригенного материала из разных литотипов пород разных циклов седиментации было проведено U-Pb датирование детритового циркона из шести образцов западной части и трех образцов северо-восточной части Сегозера. Форма зерен в основном эллипсовидная или короткопризматическая, наибольшая степень абразии поверхности и ребер фиксируется в образце третьего цикла седиментации. Преобладают зерна с неоднородным либо однородным метаморфическим внутренним строением, реже встречаются зерна с магматической осцилляторной зональностью. Повсеместно встречаются частично или полностью метамиктные зерна. Для осадков первого цикла седиментации характерны мультимодальные спектры распределения возрастов циркона с пиками 3.19–3.16, 2.97–2.95, 2.92–2.90, 2.89–2.88 (доминируют), 2.75–2.76 (доминируют) и 2.74–2.72 млрд лет. Для осадков второго цикла седиментации – пики 3.22–3.19, 2.76, 2.73–2.72 (доминируют), 2.67 и 2.57–2.61 млрд лет. Для третьего цикла преобладает пик 2.71 млрд лет, также наблюдаются небольшие пики 2.9–2.8 и 2.6 млрд лет.

Выводы. На основании проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

(1) Высокая зрелость пород по составу и форме указывает на их неоднократное переотложение. Хорошая окатанность при плохой сортировке характерна для пляжевых отложений, что согласуется с текстурами знаков ряби волнения и трещин усыхания, а также с данными по палеогеографии ятулия Карельского кратона 1970 г. (Соколов и др., 1970).

(2) Близость геохимических характеристик литотипов первого и второго циклов может указывать на разрушение и переотложение терригенного материала единой питающей провинции. Повышенные содержания Mg, Cr и V в осадках третьего цикла указывают на появление нового источника разрушения базитового состава.

(3) Слабая степень абразии зерен циркона в осадках первого и второго цикла седиментации свидетельствует о том, что источники являются проксимальными по отношению к конечному бассейну. Основными источниками сноса терригенного материала, в том числе циркона, могли выступать санукитоиды – умеренно щелочные магнезиальные гранитоиды, широко распространенные на Карельском кратоне, возраст которых для западной части кратона составляет 2.74–2.72 млрд лет. Также их магнезиальный состав может объяснить часто встречающееся превышение содержаний MgO в образцах (>3 мас. %).

(4) Потенциальными объектами размыва являются породы Бергаульского зеленокаменного пояса (2.73 млрд лет, Арестова и др., 2012) и Панозерского массива (2.74 млрд лет, Лобач-Жученко и др., 2007). Наиболее древние пики, вероятно, соответствуют диоритам и трондьемитам Водлозерского комплекса, имеющим возраст 3.22–3.15 млрд лет (Lobach-Zhuchenko et al., 1993).

Исследования выполнены при поддержке гранта РНФ 23-17-00260.

Список литературы

Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Матвеева Л.В. и др. Новые данные о возрасте архейских пород Водлозерского домена (Балтийский щит) и их значение для геодинамических реконструкций // Доклады РАН. 2012. Т. 442, № 1. С. 67–73.

Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Леонов М.Г., Орлов С.Ю. Особенности эволюции купольно-сдвиговых структур Северо-Западного Прионежья (Карельский массив) // Рос. журн. наук о Земле. 2000. Т. 2, № 2. С. 11–27.

Куликов В.С., Куликова В.В., Полин А.К. Новая хроностратиграфическая схема Юго-Восточной Фенноскандии и ее использование при составлении мелкомасштабных геологических карт докембрийских регионов // Известия вузов. Геология и разведка. 2017. № 5. С. 5–12.

Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 457 с.

Лобач-Жученко С. Б., Роллинсон Х., Чекулаев В.П. и др. Геология и петрология архейского высококалиевого и высокомагнезиального Панозерского массива Центральной Карелии // Петрология. 2007. № 5. С. 493–523.

Новикова А.С., Чахмахчев В.Г. К вопросу о происхождении Онежско-Сегозерской системы дислокаций // Геотектоника. 1967. № 4. С. 22–31.

Рийконен О.А. К геологии протерозоя побережья Сегозера // Тр. Карельск. фил. АН СССР. 1960. Вып. XXVI.

Сацук Ю.И., Макарихин В.В., Медведев П.В. Геология ятулия Онего-Сегозерского водораздела. Л.: Наука, 1988. 96 с.

Светов А.П. Палеовулканология ятулия Центральной Карелии. Л.: Наука, 1972. 120 с.

Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рылеев А.В. и др. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1970. 366 с.

Сыстра Ю.М. Тектоника Карельского региона. СПб: Наука, 1991. 176 с.

Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulaev V.P. et al. Archaean rocks from Southeastern Karelia (Karelian granite-greenstone terrain) // Precambrian Research. 1993. Vol. 62. P. 375–397.

Melezhik V.A., Prave A.R., Hanski E.J. et al. (Eds.). Reading the archive of Earth's oxygenation: Global events and the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project. Springer, Heidelberg, 2013. Vol. 1. 490 p.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И КАЧЕСТВО ВОДЫ ПРИРОДНЫХ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ ПИТКЯРАНТСКОГО РАЙОНА (РЕСПУБЛИКА КАРЕЛИЯ)

Солдатова Е.А.[1, 2], Алисиевич В.Д.[3], Сидкина Е.С.[1]

[1] *Институт геологии Российской академии наук, 2a61@mail.ru*
[2] *Институт лесоведения Российской академии наук*
[3] *Тюменский государственный университет*

Введение. История Питкярантского района Республики Карелия тесно связана с открытием и разработкой в XIX веке месторождения олово-железо-полиметаллических руд (Карелия промышленная, 2022). При добыче минерального сырья даже современные технологии позволяют использовать небольшую часть извлекаемой породы, а все остальное накапливается в виде отвалов. Химические элементы из отвалов рассеиваются под влиянием природных миграционных процессов и являются источником загрязнения водных объектов (Конышев и др., 2021; Navarro et al., 2008; Dauvalter et al., 2024). Кроме того, само наличие рудной минерализации в районе исследований (Trustedt, 1907; Valkama et al., 2016; Konyshev, 2023) может приводить к повышению концентраций ряда макро- и микрокомпонентов в природных водах. Помимо этого, ситуация в Питкярантском районе осложняется присутствием промышленных предприятий, способных оказывать существенное влияние на качество и экологическое состояние водных ресурсов, таких как целлюлозно-бумажный комбинат и ряд горнодобывающих предприятий. В настоящем исследовании основной задачей являлось изучение химического состава природных вод (рек, ручьев, озер) Питкярантского района с целью оценки их качества.

Методика опробования и химического анализа. В рамках исследования природных водных объектов были опробованы 12 водотоков (реки Тулема-йоки, Уксун-йоки, Ристиоя, Лютинаоя, Раменоя, Келиоя, Ниетоя, Хепооя руч. Вехкаоя и три безымянных ручья), 6 озер (Ниетьярви, Хярккёсенлампи, Хопунлампи, Перялампи, Валкалампи, Ладожское) и болото рядом с оз. Валкалампи. Пробы из крупных водных объектов отбирали в нескольких точках опробования (рис. 1). Пробоотбор проходил в летне-осенний период с 2019 по 2023 г.

Рис. 1. Расположение точек опробования водных объектов

На месте отбора проб определялись показатели pH, Eh, электропроводность, содержание растворенного кислорода (DO) и температура воды. Для определения содержания CO_2, HCO_3^-, CO_3^{2-} пробы отбирали без воздушной пробки в бутылки объемом 300 мл, предварительно трижды промытые исследуемой водой. Для элементного анализа и ионной хроматографии на точке опробования воду фильтровали через мембранные фильтры с размером пор 0.45 мкм в аналитически чистые полипропиленовые пробирки объемом 15 мл. Измерение содержания компонентов карбонатной системы проводилось методом потенциометрического титрования. Концентрации основных ионов анализировали методом ионной хроматографии. Элементный анализ проведен методами атомно-эмиссионной спектрометрии и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой.

Методы обработки данных. Названия химических типов даны по возрастанию содержания компонента и включают ионы с содержанием более 25 мг-экв/%. В качестве оценки математического ожидания использовалось среднее арифметическое или среднее геометрическое в случае, если выборка соответствовала нормальному или логнормальному закону распределения, соответственно. В противном случае в качестве оценки математического ожидания использовалась медиана.

Предельно допустимые концентрации (ПДК) определялись согласно двум нормативным документам, чтобы оценить соответствие качества воды исследуемых объектов нормативам, установленным для объектов рекреационного назначения ($ПДК_{рекр}$) (Об утверждении санитарных…, 2021) и для объектов рыбохозяйственного назначения ($ПДК_{рх}$) (Об утверждении нормативов…, 2016). Ввиду наличия только валовой концентрации хрома в качестве $ПДК_{рх}$ использован норматив 0.07 мг/л. Значение $ПДК_{рх}$ DO определялось согласно категории водного объекта рыбохозяйственного значения (Государственный рыбохозяйственный реестр, 2024). Для F ввиду отсутствия данных о его фоновой концентрации, но учитывая, что породы района исследований включают фториды и другие минералы фтора (Ivashenko, 2023; Konyshev, 2023) и естественные концентрации иона фтора в природных водах могут быть достаточно высокими, в качестве $ПДК_{рх}$ использовали максимальное значение 0.75 мг/л.

Результаты. Геохимическая обстановка изученных водных объектов являлась окислительной. В большинстве случаев воды характеризовались Eh больше 100 мВ. Концентрация DO варьировала от 3.36 до 9.40 мг/л, при этом только в двух объектах она была ниже 4 мг/л (р. Лютинаоя и р. Ристиоя в точке опробования около исторической шахты Люпикко-III и ее отвалов). В Ладожском озере значение DO почти во всех точках превышало 6 мг/л (только в точке опробования возле целлюлозно-бумажного комбината концентрация DO составила 5.97 мг/л). Таким образом, по показателю DO почти все исследуемые природные объекты соответствуют требованиям, предъявляемым к водным объектам рекреационного (DO не менее 4 мг/л) и рыбохозяйственного назначения (вторая категория – DO не менее 4 мг/л, первая и высшая категория – не менее 6 мг/л).

Показатель pH исследуемых природных вод изменялся в широких пределах, от 5.28 до 8.75, т.е. среда изменялась от слабокислой до щелочной. Преобладающими являлись воды с нейтральной обстановкой, среднее значение pH составило 7.22. Следует отметить, что кислым pH характеризовались только два озера и р. Ристиоя в 150 м ниже по течению от шахты Люпикко-III.

По значению минерализации природные воды относились к ультрапресным с минерализацией до 100 мг/л, лишь руч. Вехкаоя имел относительно высокое значение минерализации (345.7 мг/л). По средним значениям минерализация в малых водоемах (22.26 мг/л) была почти в два раза ниже по сравнению с водотоками (41.39 мг/л) (значения даны при исключении руч. Вехкаоя, характеризующегося как выброс). При этом минерализация вод Ладожского озера в среднем составила 47.32 мг/л. Таким образом, мы наблюдаем тенденцию к возрастанию значений минерализации в ряду малые водоемы – водотоки – Ладожское озеро.

Преобладающим химическим типом для водотоков по анионному составу являлся гидрокарбонатный. Единично отмечались объекты с повышенным содержанием хлорид-иона в анионном составе: р. Раменоя (гидрокарбонатно-хлоридный), р. Ристиоя в одной из точек опробования (сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридный), р. Уксун-йоки (хлоридно-гидрокарбонатный). Чуть большее число объектов характеризовалось относительно повышенными концентрациями сульфат-иона: р. Ристиоя в трех точках опробования (сульфатно-гидрокарбонатный и сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридный), р. Лютинаоя возле родника Рудничный и устье р. Келиоя (сульфатно-гидрокарбонатный), руч. Вехкаоя (гидрокарбонатно-сульфатный). В катионном составе в основном преобладал Ca, реже Na, однако содержание Ca оставалось существенным. Отметим, что присутствие иона натрия в концентрациях более 25 мг-экв/% часто ассоциировалось с повышенным содержанием хлорид-иона, при этом минерализация вод оставалась крайне низкой. Что касается соответствия макрокомпонентного состава нормативам качества, то отклонения наблюдались только в руч. Вехкаоя по концентрации сульфат-иона относительно $ПДК_{рх}$.

Для водоемов также отмечалось преобладание гидрокарбоната в анионном и кальция, реже натрия, в катионном составе. Были встречены только три объекта, характеризующиеся сульфатно-гидрокарбонатным типом вод по анионному составу (озера Ниетьярви, Хярккёсенлампи и Хопунлампи в одной из точек опробования).

Концентрация неорганических соединений азота (NO_3^-, NO_2^-, NH_4^+) в воде исследуемых природных объектов в большинстве случаев находилась в пределах нормативных значений. Превышения концентрации NO_2^- относительно $ПДК_{рх}$ наблюдались только в воде оз. Ниетьярви и в одной из точек опробования Ладожского озера.

В малых водоемах концентрации Fe и Al, реже Mn, Cu, Zn превышали $ПДК_{рх}$. Отмечались единичные превышения по F^- и V. В водотоках Fe, Al, Mn, реже F^-, Zn, Mo превышали $ПДК_{рх}$, также встречались единичные превышения по Be и Cu. Отдельно отметим ручей-приток р. Ристиоя, где наблюдались превышения $ПДК_{рх}$ по целому ряду микроэлементов – Al, Fe, Mn, V, Co, Cu, Zn, Mo, W.

Относительно $ПДК_{рекр}$ в большинстве рассмотренных водных объектов наблюдались превышения по Fe и Al. В водотоках отмечались также единичные превышения по Mn и F^-. Следует отдельно упомянуть ручей Вехкаоя, который характеризовался наибольшей минерализацией и высоким содержанием сульфат-иона, – это единственный из изученных водных объектов, где не наблюдалось превышения концентраций Fe и Al, однако были повышены концентрации Li и U. Полностью соответствовали целям рекреационного водопользования по микрокомпонентному составу воды озер Перялампи, Валкалампи и болота рядом с ним.

Концентрации микрокомпонентов в воде Ладожского озера соответствовали $ПДК_{рекр}$. Относительно $ПДК_{рх}$, в некоторых точках опробования наблюдались превышения по Al, Fe и Mn. Также было отмечено содержание Cu на уровне $ПДК_{рх}$ в точках опробования около целлюлозно-бумажного комбината и вблизи отвалов Красная Глинка.

Обсуждение. Почти во всех изученных водных объектах наблюдается несоответствие качеству относительно $ПДК_{рекр}$ по единичным показателям. Следует отметить, что выявленные превышения $ПДК_{рекр}$ в водотоках связаны с веществами 1–4-го классов опасности (NH_4^+, Mn, Fe, Cd, Cr, U), в отличие от водоемов, где повышенными концентрациями характеризуются вещества 4-го класса опасности (Fe, Al, NO_2^-). Относительно $ПДК_{рх}$ изученные объекты характеризуются превышениями ПДК по более широкому ряду микро- и макрокомпонентов, при этом малые водоемы и Ладожское озеро характеризуются лучшим качеством по сравнению с водотоками. Б*о*льшая роль сульфат-иона в макрокомпонентном составе водотоков по сравнению с водоемами и б*о*льшее разнообразие микрокомпонентного состава, по нашему мнению, являются показателями более существенного вклада подземных вод в питание водотоков. Наилучшее качество воды в Ладожском озере обусловлено значительным ее объемом, что способствует сопротивлению техногенной трансформации (Георгиев и др., 2021).

Превышение ПДК в водных объектах, не подверженных очевидной антропогенной нагрузке, а также схожий набор компонентов, превышающих ПДК, среди которых выделяются Fe, Al, Mn, типичные для болотных вод северных и умеренных широт (Савичев, 2009; Домаренко и др., 2017; Ivanova et al., 2021), а также Cu, Zn, F^-, входящие в состав минералов скарноворудных тел, говорит о необходимости обсуждения региональных нормативов качества с учетом геохимических особенностей территории. Данный вопрос ранее уже поднимался в работе (Лозовик, Платонов, 2005). Большинство выявленных особенностей химического состава вод очевидно связано с природными процессами растворения сульфидных и фторидных минералов, а также климатическими и ландшафтными особенностями территории, которые обусловливают заболачивание и накопление в водах органических соединений (Комулайнен и др., 2016; Качество поверхностных вод…, 2023), способных образовывать комплексы с широким рядом микрокомпонентов, в том числе токсичными (Dinu, Shkinev, 2020; Konyshev et al., 2021).

Однако есть несколько точек опробования, в которых несоответствие качеству обусловлено антропогенным фактором. Так, отмечается резкое снижение pH воды р. Ристиоя в точке отбора в 150 м ниже по течению от шахты Люпикко-III и ее отвалов (рис. 2): медианное значение pH составляет 7.29, в то время как в упомянутой точке опробования pH воды снижается до 5.38, что не соответствует требованиям, предъявляемым к качеству рыбохозяйственных водоемов. Непосредственно же возле Люпикко-III в р. Ристиоя наблюдается низкая концентрация растворенного кислорода, не соответствующая нормативу для рыбохозяйственных водоемов высшей категории, к которой отнесена р. Ристиоя согласно Государственному рыбохозяйственному реестру.

Рис. 2. Изменение значений pH и концентрации растворенного кислорода (DO) в р. Ристиоя вниз по течению

Также следует обратить внимание на значение концентрации растворенного кислорода в воде Ладожского озера в точке опробования возле целлюлозно-бумажного комбината, которое оказалось чуть ниже минимально допустимого значения для рыбохозяйственных водоемов высшей категории, а также на повышение концентрации Cu до уровня $ПДК_{рх}$ в этой точке опробования и у отвалов Красная Глинка, где в основании залегает порода, богатая халькопиритом, по которому развивается малахит (Konyshev et al., 2024).

Заключение. Химический состав изученных водных объектов формируется в основном под влиянием природных факторов (распространение рудной минерализации, заболоченность территории). Превышения ПДК по сходному ряду элементов в этом случае говорит о необходимости обсуждения региональных значений ПДК. Однако в некоторых точках опробования отмечается влияние промышленного производства и отвалов как действующих, так и исторических горно-обогатительных предприятий. Это обусловливает необходимость рекультивации отвалов и мониторинга химического состава воды в точках, расположенных вблизи промышленных предприятий и отвалов горно-обогатительного производства.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ 22-77-10011. Авторы благодарят Конышева Артема Александровича, Торопова Андрея Сергеевича и Бугаева Илью Александровича за помощь в проведении полевых исследований.

Список литературы

Георгиев А.П., Широков В.А., Черепанова Н.С., Коркин С.В. Антропогенное влияние на водные экосистемы Республики Карелия // Вестник АГТУ. Серия: Рыбное хозяйство. 2021. № 1. С. 14–23.

Государственный рыбохозяйственный реестр. Информация о категориях водных объектов рыбохозяйственного значения // Федеральное агентство по рыболовству. URL http://grr.fish.gov.ru/Fishing/Registry/ImperativeForm_2_1_items/ImperativeReportList.aspx (дата обращения: 15.07.2024).

Домаренко В.А., Савичев О.Г., Перегудина Е.В. Особенности распределения химических элементов в болотных экосистемах Восточного Васюганья // Разведка и охрана недр. 2017. № 8. С. 50–55.

Карелия промышленная. Горноиндустриальное наследие: Туломозеро, Суоярви и Питкяранта. Петрозаводск: Острова, 2022. 175 с.

Качество поверхностных вод Российской Федерации. Ежегодник 2022 / Гл. ред. М.М. Трофимчук. Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. Федеральное государственное бюджетное учреждение «Гидрохимический институт». Ростов-на-Дону, 2023. 611 с.

Комулайнен С.Ф., Лозовик П.А., Круглова А.Н. и др. Оценка экологического состояния рек северного побережья Ладожского озера по химическим показателям и структуре гидробиоценонозов // Водные ресурсы. 2016. Т. 43, № 3. С. 277–286.

Конышев А.А., Сидкина Е.С., Солдатова Е.А. и др. Химический состав и формы нахождения металлов в водах района шахты «Люпико-I» (Питкярантский рудный район, Карелия) // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2021. № 6. С. 55–67.

Лозовик П.А., Платонов А.В. Определение региональных предельно-допустимых концентраций загрязняющих веществ на примере Карельского гидрографического района // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2005. № 6. С. 527–532.

Об утверждении санитарных правил и норм СанПиН 1.2.3685-21 «Гигиенические нормативы и требования к обеспечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания» Санитарно-эпидемиологические правила и нормативы от 28 января 2021 г. № 1.2.3685-21: Постановление Главного государственного санитарного врача РФ от 28 января 2021 г. № 2. URL https://docs.cntd.ru/document/573500115 (дата обращения: 23.07.2024).

Об утверждении нормативов качества воды водных объектов рыбохозяйственного значения, в том числе нормативов предельно допустимых концентраций вредных веществ в водах водных объектов рыбохозяйственного значения: Приказ от Министерства сельского хозяйства РФ от 13 декабря 2016, № 552: с изменениями на 22 августа 2023. URL: https://docs.cntd.ru/document/420389120 (дата обращения: 23.07.2024).

Савичев О.Г. Влияние взаимодействия в системе вода – порода на формирование состава речных вод бассейна Оби // География и природные ресурсы. 2009. № 2. С. 74–80.

Dauvalter V.A., Sandimirov S.S., Denisov D.B. et al. Geochemical surface water modification of the Khibiny Mountains since the launching of a new mining enterprise // Geochemistry Int. 2024. Vol. 62. P. 529–546.

Dinu M.I., Shkinev V.M. Complexation of metal ions with organic substances of humus nature: methods of study and structural features of ligands, and distribution of elements between species // Geochemistry Int. 2020. Vol. 58. P. 200–211.

Ivanova I., Savichev O., Trifonov N. et al. Major-ion chemistry and quality of water in rivers of northern West Siberia // Water. 2021. Vol. 13. 3107.

Ivashchenko V.I. Critical metals mineralization in the late-stage intrusions of Salmi Batholith, Ladoga Karelia, Russia // Minerals. 2023. Vol. 13. 648.

Konyshev A. Natural experiment on the extraction and quenching of rapakivi-like magmas: traces of interaction with the mafic melts and their derivatives, Salmi Batholith (Karelia, Russia) // Minerals. 2023. Vol. 13. 527.

Konyshev A.A., Sidkina E.S., Bugaev I.A. A study on the long-term exposure of a tailings dump, a product of processing Sn-Fe-Cu skarn ores: mineralogical transformations and impact on natural water // Sustainability. 2024. Vol. 16, N 5. 1795.

Navarro M.C., Pérez-Sirvent C., Martínez-Sánchez M.J. et al. Abandoned mine sites as a source of contamination by heavy metals: a case study in a semi-arid zone // J. of Geochemical Exploration. 2008. Vol. 96, N 2–3. P. 183–193.

Trustedt O. Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga-See // Helsingfors. 1907. N 19. P. 333.

Valkama M., Sundblad K., Cook N.J., Ivashchenko V.I. Geochemistry and petrology of the indium-bearing polymetallic skarn ores at Pitkäranta, Ladoga Karelia, Russia // Miner. Depos. 2016. N 51. P. 823–839.

АПАТИТ КАК ИНДИКАТОР МИНЕРАЛЬНЫХ ТИПОВ И ПРОДУКТИВНОСТИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ (НА ПРИМЕРЕ Li И Be МЕСТОРОЖДЕНИЙ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА)

Соловьева А.Н.[1], Зозуля Д.Р.[1], Морозова Л.Н.[1, 2], Сафонов А.В.[1]

[1] *Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия, a.soloveva@ksc.ru*
[2] *Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья, Москва, Россия*

Введение. Силикатные расплавы могут насыщаться апатитом с самых ранних до поздних стадий кристаллизации, что в сочетании с высокой стабильностью апатита в процессе дифференциации предполагает важную индикаторную роль этого минерала в процессе эволюции магмы (Pichavant et al., 1992; Chu et al., 2009; Roda-Robles et al., 2022). При этом изменения в составе апатита зависят от различных факторов, таких как состав вмещающей породы и структура расплава, насыщение глиноземом, fO_2 и температура. Поэтому детальное изучение химического состава апатита может дать ценную информацию об условиях кристаллизации вмещающих его магматических пород. Аналогичным образом минерал может представлять собой полезный инструмент при разведке полезных ископаемых в случае рудных месторождений, связанных с магматическими породами (например, (Belousova et al., 2002; Mao et al., 2016)). Апатит как минерал, содержащий основные летучие компоненты позднемагматических и гидротермальных флюидов (F, Cl, OH), может быть использован как индикатор процессов, происходящих в процессе эволюции пегматитовых расплавов. При этом состав апатита может играть роль в качестве важного поисково-разведочного показателя минеральной специализации и качества руд пегматитов. С этой целью было проведено изучение состава апатита из различных минеральных типов пегматитов, в том числе с разной продуктивностью, Кольского редкометалльного пояса (Морозова и др., 2024).

Результаты и обсуждение. Минерал был отобран из проб (10–12 кг) центральных рудных зон пегматитов Li месторождений (Колмозерское, Полмостундровское, Охмыльк) и Be месторождения Шонгуй. Состав изученных проб следующий: 1) Колмозерское месторождение – кварц-альбитовый с микроклином (основной рудный минерал – сподумен ~20 об.%); 2) Полмостундровское – кварц-альбит-микроклиновый (лепидолит 5–8 об.%, сподумен 3–5 об.%); 3) Охмыльк – кварц-альбит-микроклиновый с турмалином (сподумен 1–2 об.%); 4) Шонгуй – кварц-альбитовый с бериллом. Попутными полезными компонентами во всех пробах являются минералы Ta и Nb: колумбит-танталит, пирохлор и микролит (Zozulya et al., 2024). По содержанию Li_2O (Zozulya et al., 2024) исследованные пробы из Li месторождений можно условно отнести к следующим типам: «богатые» руды (Колмозерское, 2.27 вес.%), «рядовые» (Полмостундровское, 0.55 вес.%), «бедные» (Охмыльк, 0.14 вес.%).

Определение состава зерен апатита проводилось в ГИ КНЦ РАН с помощью электронно-зондового микроанализатора Cameca MS-46 с током зондирования 20–30 нА, ускоряющим напряжением 20 кВ и диаметром зонда 5–10 мкм.

Изученные минералы апатита из редкометалльных пегматитов Кольского региона были идентифицированы как фторапатиты. Содержания CaO значительно выше в Be пегматитах Шонгуйского месторождения (53.8–56.6 мас.%, среднее 55.5 мас.%) и Li пегматитах месторождения Охмыльк (54.7–56.0 мас.%, среднее 55.35 мас.%). Для Колмозерского и Полмостундровского месторождений содержание CaO немного снижаются до 51.9–52.7 мас.% (среднее 51.9 мас.%) и 51.07–53.1 мас.% (среднее 52.5 мас.%), соответственно. В состав изученных апатитов входят Mn и Fe, которые в структуре минерала замещают Ca. Для фторапатита из Колмозерского и Полмостундровского месторождений характерно несколько повышенное содержание MnO [2.7–4.1 мас.% (среднее 3.1 мас.%) и 2.1–3.3 мас.% (среднее 2.5 мас.%),

соответственно], и FeO [0.09–0.23 мас. % (среднее 0.12 мас.%) и 0.08–0.19 мас. % (среднее 0.12 мас.%) соответственно]. Для месторождений Охмыльк и Шонгуй содержание MnO в апатитах значительно уменьшается [0.9–1.07 мас.% (среднее 0.40 мас.%) и 0.2–2.2 мас.% (среднее 0.83 мас.%), соответственно], а FeO – до 0.1 мас.% или вовсе отсутствует. Апатиты Колмозерского и Полмостундровского месторождений содержат примесь SrO – до 0.14–0.19 мас.%. Накопление Mn в апатитах из разных Li пегматитов отражено на рисунке (a) и показывает закономерное увеличение его содержания от месторождения Охмыльк к Полмостундровскому и далее к Колмозерскому. Увеличение Mn в апатитах из Li пегматитов согласуется с их степенью рудоносности («бедные» руды Охмыльк, «рядовые» Полмостундровские и «богатые» Колмозерские) и, скорее всего, связано с ростом степени фракционирования и увеличением содержания Mn и Fe в остаточных расплавах в сочетании с увеличением содержания SiO_2 и Al_2O_3.

Содержание Cl в апатитах Li месторождений низкое и часто ниже пределов обнаружения (0–0.02 мас.%), в то время как минерал из Be пегматитов Шонгуйского месторождения может содержать значимые концентрации элемента (до 0.13 мас.% (рис., b)). С учетом теоретического OH, апатит из Be пегматитов по составу летучих компонентов заметно отличается от минерала из Li пегматитов в сторону увеличения Cl и OH (рис., c).

Диаграммы составов апатита из Li (Колмозерское, Полмостундровское, Охмыльк) и Be (Шонгуй) пегматитов Кольского редкометалльного пояса

Таким образом, содержание марганца в апатите может указывать на степень рудоносности вмещающих пегматитов и являться эффективным поисковым критерием. Вариации в содержании F, Cl, OH в апатитах несут информацию о составе флюидной фазы в пегматитах и в пределах крупных пегматитоносных провинций могут указывать на типы минерализации редкометалльных пегматитов (например, в Кольской провинции апатит из Be пегматитов относительно более богат Cl и OH в сравнении с минералом из Li пегматитов).

Работа поддержана Российским научным фондом (грант № 22-17-20002).

Список литературы

Морозова Л.Н., Зозуля Д.Р., Скублов С.Г. Кольский редкометалльный пегматитовый пояс – важнейший источник стратегического минерального сырья (Li, Be, Nb, Ta, Cs) в России // Разведка и охрана недр. 2024. № 2. С. 36–40.

Belousova E., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: Trace-element compositions and their relationship to host rock type // J. Geochem. Explor. 2002. N 76. P. 45–69.

Chu M.-F., Wang K.-L., Griffin W.L. et al. Apatite composition: tracing petrogenetic processes in Transhimalayan Granitoids // J. Petrol. 2009. N 50. P. 1829–1855.

Mao M., Rukhlov A.S., Rowins S.M. et al. Apatite trace element compositions: A robust new tool for mineral exploration // Econ. Geol. 2016. N 111. P. 1187–1222.

Pichavant M., Montel J.M., Richard L.R. Apatite solubility in peraluminous liquids: Experimental data and an extension of the Harrison-Watson model // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. N 56. P. 3855–3861.

Roda-Robles E., Gil-Crespo P.P., Pesquera A. et al. Compositional variations in apatite and petrogenetic significance: Examples from peraluminous granites and related pegmatites and hydrothermal veins from the Central Iberian Zone (Spain and Portugal) // Minerals. 2022. N 12. 1401.

Zozulya D., Morozova L.N., Kullerud K., Bazai A. Nb-Ta-Sn oxides from lithium-beryllium-tantalum pegmatite deposits of the Kolmozero–Voronja belt, NW Russia: Implications for tracing ore-forming processes and mineralization signatures // Geosciences. 2024. Vol. 14, N 1. 9.

ХАЛЬКОФИЛЬНАЯ (Ag, Sb, Hg, Cu, Pb) МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ ГЕМАТИТОВЫХ ЖИЛАХ ТЕРСКОГО БЕРЕГА, КОЛЬСКИЙ РЕГИОН

Соловьева А.Н., Зозуля Д.Р., Борисенко Е.С.

Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, Россия, a.soloveva@ksc.ru

Введение. В данной работе изучена необычная халькофильная минерализация из недавно открытых гематитовых жил в районе аметистового месторождения Мыс Корабль. Эти тела можно отнести к серии флюорит-барит-кварц-карбонатных жил с полиметаллической минерализацией, широко распространенных в северном борту Кандалакшского грабена (Кандалакшское и Терское побережья Кольского полуострова) (Федотова, 1990).

Исследование парагенезисов систем Fe-S-O и Fe-Cu-S-O имеет большое значение, так как их поведение определяет многие закономерности распределения металлов в месторождениях (Бетехтин, 1949). Режимы серы и кислорода имеют разнонаправленные тенденции, которые определяют изменение минеральных ассоциаций в пределах одной стадии и наложение разных стадий в процессе рудообразования.

Результаты и обсуждения. Минералы Ag, Pb, Sb, As, Hg, Cu, впервые обнаруженные в гематитовых жилах месторождения Мыс Корабль, относятся к сульфидам, сульфосолям, сульфоарсенидам и интерметаллидам. Следует отметить, что минерализация весьма неравномерна и выявлена в пределах нескольких небольших (первые сантиметры) участков жил.

Галенит PbS образует кристаллы кубического габитуса размером до 12 μm, заполняя свободное пространство между пластинками гематита (рис., a). Состав минерала стехиометрический.

Группа халькозина Cu_xS_y была обнаружена в виде единичных зерен в ассоциации с пластинчатым гематитом и апатитом в новообразованном кварце жил и представляет собой зерна изометричной формы до 5 μm (рис., b). Данный минерал имеет следующий состав: Cu 72.92 мас.%, Fe 3.43 мас.%, S 22.59 мас.%. По соотношению формульных коэффициентов ($Cu_{6.5}Fe_{0.4}S_4$) минерал наиболее близок к анилиту Cu_7S_4.

Аргентополибазит $Ag_{16}Sb_2S_{11}$ – один из самых распространенных минералов сульфосолей в гематитовых жилах и брекчиях. Встречается в виде угловатых зерен от 3 до 7 μm между пластинками гематита, а также калиевого полевого шпата (рис., c, e). Минерал может содержать примеси As (0.3–1.19 мас.%).

Киноварь HgS обрастает зерна сульфосолей Ag, размеры обнаруженных выделений менее 1 μm (рис., c, d).

Единичные зерна минералов из *группы амальгамы серебра* Ag_XHg_Y были обнаружены в ассоциации с пластинчатым гематитом. По химическому составу (Ag – 57.20 мас.%, Hg – 40.68 мас.%) минерал можно отнести к весьма редкому виду – луаньхеиту (Ag_3Hg).

Пираргирит Ag_3SbS_3 образует ксеноморфные зерна размером до 3 μm в околожильных песчаниках, в которых присутствуют пластинки гематита, что указывает на его гидротермальную природу. Состав минерала стехиометрический.

Арсенопирит FeAsS наблюдается в виде зерен изометричной, угловатой формы до 10 μm и так же, как многие другие минералы, заполняет пространство между пластинчатым гематитом (рис., f). Состав близок к стехиометрическому с небольшой примесью Co (0.37–0.56 мас.%) и Ni (0.13 мас.%).

Парагенезис и морфология сульфидов, сульфосолей и сульфоарсенидов (BSE изображения):

a – галенит; *b* – фаза Cu-S; *c* – киноварь в срастании с аргентополибазитом; *d* – сводная элементная карта по Fe, Hg, Ag, S участка на рис., c; *e* – аргентополибазит; *f* – арсенопирит. *Qz* – кварц; *Kfsp* – калиевый полевой шпат; *Hem* – гематит; *Ap* – апатит; *Gn* – галенит; *Ab* – альбит; *Aplb* – аргентополибазит; *Cin* – киноварь; *Apy* – арсенопирит

Специфической характеристикой гематитовых жил Мыса Корабль является массовая кристаллизация пластинчатого гематита, при которой в породе образуется множество пустот различной формы между пластинками минерала. Циркуляция остаточных гидротермальных растворов могла приводить к кристаллизации минералов халькофильных элементов в этих пустотах без видимых признаков реакционных взаимоотношений с ассоциирующим гематитом (рис.). Аналогичная форма нахождения типична и для барита и REE минералов, которые характеризуются признаками свободного роста – сферулы, щетки, радиально-лучистые зерна (Соловьева и др., 2023).

Насколько нам известно, киноварь и луаньхеит в Кольском регионе ранее не были описаны (Борисова, Волошин, 2015). При этом их обнаружение имеет важное значение, так как указывает на низкотемпературные условия (<200 °C) кристаллизации халькофильной минерализации в исследуемых жилах.

Кристаллизация сульфоантимонитов серебра в гематитовых жилах согласуется с повышенным содержанием тяжелых халькофилов (As, Sb, Bi) во вмещающих породах, при этом их концентрации значительно выше, чем в околожильных и неизмененных песчаниках.

Ассоциация оксидов железа (в том числе гематита) с сульфидами и сульфосолями наблюдается в рудах свинцово-цинковых месторождений, низкотемпературных полиметаллических гидротермальных жилах, вулканогенных колчеданных месторождениях, проявлениях современных «черных курильщиков» океанического дна (Смирнов, 1961; Ковалев и др., 1993; Мозгова и др., 2010; Контарь, 2013).

Формирование необычной гематит-аргентополибазит-пираргиритовой ассоциации в гидротермальных жилах месторождения Мыс Корабль может быть объяснено следующим образом. Источником серебра мог служить обильный аутигенный гематит из порового цемента красноцветных песчаников терской свиты, который под воздействием гидротермальных растворов растворялся и переотлагался в виде стехиометрически чистого гематита. Следует отметить, что содержание серебра в песчаниках превышает кларковые значения для земной коры в 5–10 раз. Серебро в виде растворимого Ag_2SO_4 способно мигрировать в гидротермальных условиях, особенно в присутствии сульфата окиси железа и свободной серной кислоты. $Fe_2(S^{VI}O_4)_3$ легко подвергается термическому разложению с образованием Fe_2O_3, SO_2 и свободного кислорода. Реакция является окислительно-восстановительной и приводит, в частности, к восстановлению серы, что, в свою очередь, может привести к образованию имеющих пониженную валентность серы сульфосолей серебра.

Таким образом, формирование халькофильной минерализации в гематитовых жилах Мыса Корабль происходило при резком изменении состава гидротермальных растворов и парциального давления серы и кислорода.

Работа выполнена в рамках гранта РНФ № 22-17-20002.

Список литературы

Бетехтин А.Г. О влиянии режима серы и кислорода на парагенетические соотношения минералов в рудах. М.: АН СССР, 1949. № 3. С. 3–26.

Борисова В.В., Волошин А.В. Перечень минеральных видов Кольского региона. Изд-е 5-е, испр. и доп. Апатиты: K&M, 2015. 124 с.

Ковалев К.Р., Гаськов И.В., Акимцев Б.А. Колчеданное рудообразование древних вулканических областей и современных спрединговых зон. Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1993. 63 с.

Контарь Е.С. Геолого-промышленные типы месторождений меди, цинка, свинца на Урале (геологические условия размещения, история формирования, перспективы). Екатеринбург: УГГУ. 2013. 199 с.

Мозгова Н.Н., Бородаев Ю.С., Степанова Т.В., Черкашев Г.А., Успенская Т.Ю. Сульфидно-оксидные ассоциации минералов как показатель режима серы и кислорода в современных подводных колчеданах // Новые данные о минералах. 2010. Вып. 45. С. 91–100.

Смирнов С.С. Полиметаллические месторождения и металлогения Восточного Забайкалья. М.: АН СССР, 1961. 507 с.

Соловьева А.Н., Зозуля Д.Р., Савченко Е.Э. Гидротермальные гематитовые жилы и брекчии с редкоземельной минерализацией аметистового месторождения Мыс Корабль (Кольский регион) // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2023. № 4. С. 75–90.

Федотова М.Г. Каледонская жильная минерализация мурманского и беломорского побережий Кольского полуострова. Апатиты: ГИ КНЦ АН СССР, 1990. 32 с.

ГРАНАТ-ПЛАГИОКЛАЗОВЫЕ КРИСТАЛЛОСЛАНЦЫ КОЛВИЦКОГО ГАББРО-АНОРТОЗИТОВОГО МАССИВА: НОВЫЕ U-Pb ДАННЫЕ

Стешенко Е.Н., Баянова Т.Б., Чащин В.В.

Геологический институт КНЦ РАН, e.steshenko@ksc.ru

Кольская провинция Балтийского (Фенноскандинавского) щита является уникальной областью развития полихронных интрузий так называемых «автономных» анортозитов, залегающих в различных структурных обстановках. Палеопротерозойские анортозитовые массивы образуют две возрастные группы. Более древние из них (сумийские) маркируют зону сочленения Кольского блока и Беломорского подвижного пояса, развиты вдоль северо-восточного контакта Лапландской гранулитовой зоны, а также в пределах Кандалакшско-Колвицкой зоны Лапландско-Колвицкого гранулитового пояса. Более молодые (свекофеннские) интрузии анортозитов приурочены исключительно к Лапландской зоне гранулитов и развиты как в ее южной части, так и в пределах северо-восточного контакта.

Колвицкий габбро-анортозитовый массив расположен на юге Кольского полуострова, в районе Колвицкой губы Кандалакшского залива Белого моря. В основании залегает лейкократовое метагаббро мощностью 200–300 м, средняя часть мощностью 1–2 км сложена метаанортозитами, иногда с маломощными прослоями и линзами лейкогаббро, а верхняя часть мощностью от 200 м до 1.5 км представлена метагаббро. Все породы Колвицкого массива испытали метаморфизм гранулитовой фации, в значительной степени катаклазированы и милонитизированы. Массив перекрыт плоскотундровской толщей гранат-пироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев мощностью не менее 2 км.

Для выявления возрастных рубежей формирования гранат-плагиоклазовых кристаллосланцев Колвицкого массива была применена методика изотопного U-Pb датирования единичных зёрен циркона с использованием искусственного трассера ^{205}Pb (Баянова и др., 2007).

Для определения изотопного U-Pb возраста циркона из гранат-плагиоклазового кристаллосланца Колвицкого анортозитового массива было выделено четыре морфотипа (рис. 1).

Первый морфотип представлен изометричными кристаллами циркона светло-розового цвета. Зерна прозрачные, поверхность не корродирована, блеск стеклянный. Средние размеры – 0.12 × 0.12 мм, Ку–1. Величина массы среднего кристалла – 7×10^{-6} г. В цирконе выявлены внутрифазовая (зональность, секториальность) и фазовая (включения) неоднородность. Зональность ритмичная.

Второй тип – изометричные кристаллы циркона темно-коричневого цвета. Зерна полупрозрачные, поверхность слегка корродирована, блеск стеклянный. Средние размеры – 0.14 × 0.14 мм, Ку–1. Величина массы среднего кристалла – 11×10^{-6} г. В цирконе выявлена внутрифазовая неоднородность, представленная зональностью и секториальностью.

Третий тип представлен призматическими кристаллами циркона светло-желтого цвета, прозрачными, поверхность не корродирована, блеск стеклянный. Средние размеры – 0.175 × 0.07 мм, Ку–2.5. Величина массы среднего кристалла – 8×10^{-6}г. В цирконе выявлена внутрифазовая неоднородность, представленная зональностью и секториальностью.

Четвертый морфотип – короткопризматические кристаллы циркона темно-коричневого цвета, полупрозрачные, поверхность корродирована, блеск от стеклянного до жирного. Средние размеры – 0.175 × 0.105 мм, Ку–1.6. Величина массы среднего кристалла – 8×10^{-6}г. В цирконе выявлены внутрифазовая (зональность, секториальность) и фазовая (включения) неоднородность.

Полученный изотопный возраст, равный 1964 ± 10 млн лет (рис. 2), вероятно, отражает начальный этап преобразований протолита основных кристаллосланцев.

Рис. 1. BSE изображения цирконов из гранат-плагиоклазового кристаллосланца (проба 276)

Рис. 2. Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией для циркона
из гранат-плагиоклазового кристаллосланца (проба 276)

Исследования выполнены по теме государственного задания FMEZ-2024-0004.

Список литературы

Баянова Т.Б., Корфу Ф., Тодт В. и др. Гетерогенность стандартов 91500 и TEMORA-1 для U-Pb датирования единичных цирконов // XVIII симпозиум по геохимии изотопов им. акад. А.П. Виноградова: Тез. докл. (Москва, 14–16 ноября 2007 г.). М.: ГЕОХИ РАН, 2007. С. 42–43.

ВОЗРАСТ ПРОТОЛИТА ГЛИНОЗЕМИСТЫХ ГНЕЙСОВ ЧУПИНСКОГО ПОЯСА БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ: РЕЗУЛЬТАТЫ U-Th-Pb ИССЛЕДОВАНИЙ ЦИРКОНА

Суханова М.А.[1, 2], Ерофеева К.Г.[3, 4], Адамская Е.В.[1], Степанова А.В.[4], Сальникова Е.Б.[1]

[1] *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, mariia.sukhanova.01@mail.ru*
[2] *Санкт-Петербургский государственный университет*
[3] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН*
[4] *Институт геологии Карельского научного центра РАН*

Чупинский пояс является одним из ключевых элементов в строении Беломорской провинции – юго-западного форланда Лапландско-Кольского коллизионного орогена, расположенного в северо-восточной части Фенноскандинавского щита (Ранний докембрий…, 2005). Принято считать, что протолитом пород, слагающих Чупинский пояс, были граувакки (Мыскова и др., 2003), которые в ходе развития Беломорской провинции дважды (2.7 и 1.9 млрд лет назад) подверглись метаморфическим преобразованиям в ходе аккреционно-коллизионных процессов (Слабунов и др., 2021). В настоящее время существуют лишь единичные оценки возраста протолита глиноземистых гнейсов Чупинского пояса (Бибикова и др., 1997, 2004; Слабунов, Азимов, 2022).

Для определения возраста протолита глиноземистых гнейсов были проведены U-Th-Pb исследования циркона. Отбор образцов проводился на трех участках, расположенных в северной части Беломорской провинции на различном удалении от ядра Лапландско-Кольского орогена. U-Th-Pb исследование циркона проводилось с использованием метода LA-ICP-MS в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург) и в Геологическом институте РАН (г. Москва).

Первый участок расположен в северной части Беломорской провинции на расстоянии 1 км к востоку от поселка Тэдино. Grt-Ky-Bt гнейсы этого участка содержат светло-серый полупрозрачный циркон коротко- и длиннопризматической, реже изометричной формы. Размер зерен варьирует в пределах 70–250 мкм. Циркон имеет сложное внутреннее строение: ядро и оболочки (чаще всего двух типов). Часть ядер сохраняет осцилляторную зональность, однако степень метамиктизации ядер исследуемого циркона достаточно высокая. Для изученного циркона характерна дискордантность –0.26–14.26 %. Для расчета возраста использовались анализы с дискордантностью не более 2 %. Возраст ($^{207}Pb/^{206}Pb$) ядер находится в пределах 2743–2995 млн лет, также присутствует одно ядро с возрастом 3154 млн лет. Максимумы на кривой относительной вероятности возрастов ядер составляют 2.82 млрд лет и 2.96 млрд лет. Возраст ($^{207}Pb/^{206}Pb$) ранних оболочек варьирует в пределах 2516–2731 млн лет, а максимум на кривой относительной вероятности равен 2.64 млн лет. Возраст ($^{207}Pb/^{206}Pb$) поздних оболочек изменяется в пределах 1849–2086 млн лет, максимум составляет 1.90 млрд лет.

Второй участок расположен в центральной части Беломорской провинции между озерами Пиртозеро и Степанова Ламби в 2 км к западу от станции Амбарный. Был изучен циркон из интенсивно мигматизированного Grt-Ky-Bt гнейса. В породе в равной степени представлены изометричные, короткопризматические и длиннопризматические кристаллы циркона. Окраска циркона также светло-серая, кристаллы полупрозрачны. В строении циркона выделяется ядро с хорошо сохранившейся осцилляторной зональностью или подвергшееся слабой метамиктизации и оболочки двух типов. Дискордантность изученного циркона варьирует в пределах –0.27–23.82 %. Для расчетов использовались анализы с дискордантностью не более 2 %. Возраст ($^{207}Pb/^{206}Pb$) ядер составляет 2772–2893 млн лет, также присутствует одно зерно, возраст ядра в котором соответствует 3216 млн лет. Максимум на кривой

относительной вероятности возраста составляет 2.80 млрд лет. Возраст ($^{207}Pb/^{206}Pb$) ранних оболочек изменяется от 2551 до 2754 млн лет, возраст пика на кривой относительной вероятности – 2.69 млрд лет. Возраст ($^{207}Pb/^{206}Pb$) поздних оболочек варьирует в диапазоне 1854–1992 млн лет, при этом возраст пика составляет 1.91 млрд лет.

Третий участок расположен в районе озера Печное в 3 км к востоку от поселка Амбарный. Изученная порода представляет собой интенсивно мигматизированный Grt-Ky-Bt гнейс. Циркон преимущественно короткопризматический и длиннопризматический, серовато-коричневый, полупрозрачный. Внутреннее строение аналогично строению циркона из гнейсов с двух других участков, сохранность ядер хорошая. Для изученного циркона характерна дискордантность 0.1–45.5 %. Для расчета возраста использовались анализы с дискордантностью не более 10 %. Возраст ($^{207}Pb/^{206}Pb$) ядер варьирует в интервале 2778–2838 млн лет, максимум на кривой относительной вероятности составляет 2.82 млрд лет. Возраст ($^{207}Pb/^{206}Pb$) ранних оболочек – 2583–2695 млн лет, максимум – 2.63 млрд лет. Возраст ($^{207}Pb/^{206}Pb$) поздних оболочек составляет 1853–1886 млн лет, максимум – 1.85 млрд лет.

Таким образом, во всех изученных образцах проявлен возрастной максимум 2.8 млрд лет, что может свидетельствовать о том, что протолит глиноземистых гнейсов Чупинского пояса в северной и центральной частях Беломорской провинции имел общее происхождение и образовался не ранее 2.8 млрд лет назад. Полученные данные в целом совпадают с опубликованными ранее оценками возраста. Это позволяет предполагать, что в качестве источников протолита этих гнейсов могли выступать породы ТТГ-ассоциации Беломорской провинции с возрастом 2.80–2.83 млрд лет (Слабунов, 2008). Возраст ранних и поздних оболочек циркона из образцов, отобранных в разных частях Беломорской провинции, также совпадает, что может быть связано с метаморфическими событиями, происходившими в регионе. Этот факт подтверждает возраст монацита из глиноземистых гнейсов Чупинского пояса: 1857 ± 4 и 2727 ± 46 млн лет (Суханова и др., 2022).

Исследования являются вкладом в реализацию темы FMEN-2023-0009 ИГ КарНЦ РАН.

Список литературы

Бибикова Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А. и др. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконовой геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. Т. 12, № 3. С. 227–244.

Бибикова Е.В., Борисова Е.Ю., Другова Г.М., Макаров В.А. Метаморфическая история и возраст глиноземистых гнейсов Беломорского пояса Балтийского щита // Геохимия. 1997. № 9. С. 883–893.

Мыскова Т.А., Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В. и др. Супракрустальные толщи Беломорского подвижного пояса: состав, возраст и происхождение // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т. 11, № 6. С. 3–19.

Ранний докембрий Балтийского щита / Под ред. В.А. Глебовицкого. СПб: Наука, 2005. 711 с.

Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. 296 с.

Слабунов А.И., Азимов П.Я. Возрасты и геохимия цирконов из мигматизированного архейского флиша Беломорской провинции и геодинамические следствия // VIII Российская конференция по изотопной геохронологии. Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов: Тез. докл. СПб, 2022. С. 143–144.

Слабунов А.И., Балаганский В.В., Щипанский А.А. Мезоархей-палеопротерозойская эволюция земной коры Беломорской провинции Фенноскандинавского щита и тектоническая позиция эклогитов // Геология и геофизика. 2021. № 5. С. 650–677.

Суханова М.А., Сальникова Е.Б., Степанова А.В. и др. Термохронология метаморфических комплексов Гридинско-Амбарнинского домена Беломорской провинции Феенноскандинавского щита // VIII Российская конференция по изотопной геохронологии. Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов: Тез. докл. СПб, 2022. С. 155–156.

ПРИМЕНЕНИЕ АЛГОРИТМОВ МАШИННОГО ОБУЧЕНИЯ ДЛЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РАЗРЕЗА СКВАЖИН ПО ДАННЫМ ГИС

Талыбова М.М.[1, 2], Староселец Д.А.[1]

[1] *Тюменский Индустриальный Университет, mylerav@mail.ru*
[2] *ГудГео*

Введение. Данные геофизических исследований скважин (ГИС) являются основными материалами для определения литологии комплекса горных пород. Как правило, процесс интерпретации геофизических исследований специалистом-геофизиком проводится вручную и требует значительных временных затрат, к тому же сам результат интерпретации во многом зависит от опыта, квалификации исполнителей. Расхождения в результате итоговой интерпретации во многом связаны с теми случаями, когда литотип характеризуется поликомпонентным составом, смешением нескольких минеральных или фракционных разностей, которые становятся причиной вариативности диагностики целевых горизонтов и определенной условности выделения отдельных литотипов. Основным направлением современной повестки автоматизации интерпретации ГИС стало машинное обучение, применение которого в обозримом будущем позволит значительно ускорить процесс интерпретации и поспособствует получению более корректных результатов, устранив технические ошибки специалиста-интерпретатора (Кочнев и др., 2020).

На современном этапе развития машинное обучение способно решать целый ряд задач. Среди них такие задачи, как регрессия, классификация, кластеризация и т.д. Само же машинное обучение подразделяется на 2 основных подхода обучения: обучение с учителем (то есть алгоритм использует пример, данный ему специалистом) и без учителя (алгоритм подразделяет данные на классы на основании их группируемости) (Курганов, 2020).

Цель настоящих исследований заключается в апробировании алгоритма машинного обучения «Случайный лес» и сопоставлении полученных результатов с результатами ручной интерпретации.

При выполнении исследования входными материалами послужили следующие методы ГИС: (1) гамма-каротаж (ГК) и нейтронный каротаж (НК) по 5 скважинам (4 скважины – обучающая выборка, 1 скважина – тестируемая), (2) ручная литологическая интерпретация ГИС. Тестируемым стратиграфическим интервалом послужили ачимовские отложения нижнего мела, в разрезе которых выделялись следующие литотипы: (1) песчаник (порода-коллектор), (2) глины и алевролиты (совместно) – породы-неколлектора, (3) песчаная карбонатизированная порода (плотная порода) (порода-неколлектор).

Поскольку процесс интерпретации является атрибутизацией ГИС к соответствующим литологическим типам пород, то в настоящем случае решается задача классификации (Кочнев и др., 2020). Она заключается в том, что машинное обучение определяет, к какому из N классов принадлежит объект. Под N классами подразумеваются литотипы, которые машина должна выделить на основании полученных знаний, в ходе обучения. Для машинной интерпретации использовалась модель обучения «Случайный лес».

В свою очередь, данные, выдаваемые машине на обучение, подразделяются на фактически идущие на обучение и те, что предназначаются для самопроверки. В настоящем исследовании они будут названы валидационными и составляют 25 % от переданных данных на обучение. После проведения обучения в результате валидации были получены следующие значения оценки точности:

Значения в математических метриках	
Общая успешность, %	85
Коэффициент успешности (глина), %	90
Коэффициент успешности (песчаник), %	65
Коэффициент успешности (плотный), %	63

Таким образом, можно отметить, что с наибольшим совпадением с ручной интерпретацией был выделен литотип «глина».

Исходя из полученных результатов в метриках, проведенное обучение принято считать успешным. Такая оценка была дана на основании общей согласуемости результатов машинной интерпретации с ручной. Под ней подразумевается, что в общем в тех же интервалах, где выявлены, к примеру, песчаники в ручной интерпретации, также они выделены и в машинной. Общее отличие лишь связано с мощностями, относимыми к конкретному литотипу.

Как в ручной, так и в машинной интерпретации области методов ГК и НК распределились на три относительно обособленные группы точек (рис.). Для ручной интерпретации характерна большая зона пересечения точек различных литотипов между собой, в то время как в машинной интерпретации точки в большей степени дифференцированы.

Результаты выведения литотипов в разрезе тестируемой скважины
и диаграммы распределения значений литотипов при ручной и машинной интерпретациях

Как заметно на разрезе скважины, значительная часть песчаных пород ручной интерпретации сохранена и машинным алгоритмом. Вместе с тем в интервале, определенном ручной интерпретацией как глинистый, на основании малоамплитудных флуктуаций кривых алгоритмом выделены тонкие прослои песчаника. Также в отдельных случаях вместо плотной породы интервалу был присвоен литотип «песчаник».

Исходя из полученных результатов можно сделать ряд выводов. Так, большая обособленность значений параметров литотипов является положительным фактором интерпретации, поскольку позволяет более единообразно проводить литотипизацию. Вместе с тем все же присутствуют отлеты точек литотипов в «чужую» группу, что может быть связано как с недообученностью или переобученностью модели, так и с несовершенством самого алгоритма. Поскольку значения матрицы ошибок явно свидетельствуют о том, что алгоритм в полной мере не повторяет интерпретацию специалиста, то в последующем требуется проверка экспертом полученных результатов машинной интерпретации для применения, к примеру, в подсчете запасов.

Таким образом, в рамках настоящего исследования выявлено следующее: (1) модель машинного обучения «Случайный лес» способна эффективно выделять интервал развития пород-коллекторов, что позволяет использовать ее для первичной интерпретации; (2) вместе с тем, для точной фиксации объемов эффективных толщин требуется проверка данных специалистом-экспертом; (3) машинному алгоритму свойственно реагирование на слабое изменение кривых ГИС, что приводит к выделению тонких по мощности литологических разностей; (4) поскольку, как правило, в терригенном разрезе наиболее распространенным литологическим типом являются глины, рекомендуется подбирать для обучения модели с наиболее равномерным распределением литотипов по объемам, что позволит минимизировать фактор переобучения модели.

Список литературы

Запечников С.В. Модели и алгоритмы конфиденциального машинного обучения // Безопасность информационных технологий. 2020. Т. 27, № 1. С. 51–67.

Кочнев А.А., Козырев Н.Д., Кочнева О.Е., Галкин С.В. Разработка комплексной методики прогноза эффективности геолого-технических мероприятий на основе алгоритмов машинного обучения // Георесурсы. 2020. Т. 22, № 3. С. 79–86.

Курганов Д.В. Об одном методе классификации нефтяного месторождения с использованием комплекса геолого-промысловых данных машинного обучения // Вестник НГУ. Серия: Информационные технологии. 2020. Т. 18, № 1. С. 27–35.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕЛКОДИСПЕРСНЫХ КАТАЛИЗАТОРОВ, ИНИЦИИРУЮЩИХ ПРОЦЕССЫ ОКИСЛЕНИЯ ШУНГИТА

Терентьев А.А.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, alex.terentev27@mail.ru
Петрозаводский государственный университет

Введение. Шунгитовые породы Карелии образуют большую и разнообразную группу древних (~2 млрд лет) углеродсодержащих пород. Содержание углерода (шунгита) в породе составляет от долей до 99 %. Особый интерес в исследовании шунгитовых пород представляет взаимодействие углеродистого вещества с неуглеродными компонентами, которое проявляется как на этапах образования породы, так и при их практическом использовании во многих физико-химических процессах. В частности, в геологических процессах выделяется ряд геохимических функций углеродистого вещества, которое может оказывать влияние на физико-химическую обстановку среды и выступать в качестве переносчика и осадителя металлов переменной валентности, а также, играть важную роль в рудоотложении как геохимический барьер для рудных компонентов (Юдович, Кетрис, 1994). Шунгитовые породы представляют собой сложные углерод-минеральные композиционные материалы, включающие в свой состав помимо углерода широкий спектр макро- и микроэлементов (Филиппов, 2002). Первые (Si, Fe, Ti, Al, Ca, Mg, Mn, K, Na) входят, в основном, в породообразующие минералы, такие как кварц, слюда, хлорит, альбит, кальцит и доломит. Микроэлементы (Cu, Zn, Co, Ni, Cr, V, Mo, Pb, S, As, Se и пр.) связаны с акцессорными, в основном, сульфидными минералами. Среди них пирит, виоларит, халькопирит, сфалерит, миллерит и другие, а также слоистые силикаты – роскоэлит и парагонит (Филиппов, 2002). Однако наиболее предпочтительными для исследования сложных процессов взаимодействия углеродистого вещества и минеральных компонент являются шунгиты (C ≈ 98 %), содержащие широкий спектр микроэлементов, в том числе каталитически активных (Kovalevski, Moshnikov, 2022). При этом наиболее важным видом такого взаимодействия является окисление углеродистого вещества, которое изменяет свойства его поверхности и влияет на многие физико-химические процессы при практическом использовании шунгитовых пород.

Цель работы. На примере шунгита выявить особенности каталитического влияния минеральных микро- и наноразмерных компонент на преобразование углерода в процессах окисления.

Методы исследования. Для исследования были выбраны образцы шунгита из месторождения Шуньга, содержащие не менее 98 % углерода. Образцы подвергались механической обработке для предания формы плоскопараллельных пластинок и обрабатывались спиртом для удаления загрязнений с их поверхности. Далее образцы подвергались ступенчатой термической обработке в муфельной печи для удаления влаги из микропор, для того чтобы избежать разрушения образцов, при температуре от 100 до 400 °C в течение приблизительно 2 часов. При этом не наблюдалось видимых следов окисления шунгита. Термическое окисление шунгита проводилось при температуре 550 °C в течение 15 минут и оказалось визуально заметным. Термически окисленные образцы исследовались на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) VEGA 11 LSH фирмы Tescan с энергетической анализирующей приставкой INCA Energy фирмы Oxford Instruments, а также на лазерном сканирующем микроскопе Keyence VK-9700.

Результаты исследования и обсуждение. Исследование поверхности окисленных образцов шунгита с помощью сканирующей электронной микроскопии выявило наличие областей наиболее активного окисления, которые имеют форму, близкую к окружности (рис. 1). В области окисления (см. рис. 1, спектр 1) выявляется довольно крупная частица со сложным

составом, включающим ряд каталитически активных элементов: ванадий, железо, никель. Вместе с тем в области окисления (см. рис.1, спектр 2) наблюдается меньшая по размерам частица, содержащая только ванадий. Следует отметить, что также была обнаружена область окисления с весьма малой частицей относительно размера этой области (см. рис. 1, спектр 3), содержащая молибден, что может говорить о его лучшей каталитической активности. Таким образом, образование областей активного окисления инициируется содержанием различных каталитически активных элементов. Более тщательное исследование показало, что образование областей окисления определяется не только наличием каталитически активного элемента, но и минералом, в составе которого он находится. Например, частица (рис. 2, спектр 1), содержащая ванадий, вызвала образование области окисления, а частица (см. рис. 2, спектр 2), также содержащая ванадий, нет. Различие этих частиц обусловлено, согласно спектрам (таблица, рис. 2), различным минералогическим состоянием, первая – предположительно карбидом ванадия, а вторая – ванадиевой слюдой (роскоэлитом) (Kovalevski, Moshnikov, 2022). Следовательно, на каталитическую способность элемента может влиять тип минерала, в составе которого он находится.

Рис. 1. СЭМ изображение поверхности шунгита с областями окисления и частицами V- и Mo-содержащих катализаторов

Рис. 2. СЭМ изображение поверхности шунгита с областями окисления и V-содержащими частицами в составе разных минералов

Микроэлементный состав областей активного окисления

Спектр	O	Na	Al	Si	S	Cl	K	Ti	V	Fe	Ni	As	Mo	Total
Рис. 1														
1	38.1	4.21			3.38	0.29	0.72	0.58	28.1	1.36	17.5	5.76		100.00
2	49.9	6.35			1.08	0.82	1.12		40.7					100.00
3	56.6					10.0							33.4	100.00
Рис. 2														
1	52.6	7.7			1.3	1.1	1.9		35.5					100.00
2	59.5	3.9	8.6	17.7			7.7		2.6					100.00
Рис. 3														
1	53.9	9.7			2.5		2.3		31.5					100.00
2	41.7	6.1		0.88			1.5		47.5	2.3				100.00
3	31.8	2.7	2.9	10.6	1.87		2.8		29.6	1.8	11.9	3.9		100.00

Примечание. Вследствие малых размеров областей анализ носит качественный характер и пересчитан на безуглеродистую составляющую.

На рисунке 3 наблюдается образование различных по размерам областей окисления под влиянием частиц различного состава (таблица). Исходя из результатов энерго-дисперсионного анализа, можно сделать вывод о том, что в зависимости от количественного содержания ванадия и минерала, в составе которого он присутствует, может меняться его каталитическая активность. В литературе отмечается, что природа окружения может влиять на структуру катализатора и, в свою очередь, оказывать существенное влияние на его активность (Каичев и др., 2016).

Рельеф областей окисления исследовался при помощи лазерного сканирующего микроскопа. Были получены микрофотографии, на которых, с использованием прилагаемого ПО, был проведён профильный анализ, позволивший получить приближённое представление о форме исследуемых областей, а именно – неоднородность дна по рельефу (рис. 4). Следует также отметить, что заметна цилиндрическая форма области.

Рис. 3. СЭМ изображение поверхности шунгита с областями окисления и V-содержащими частицами в разных пропорциях

Рис. 4. Изображение профильного анализа одной из областей окисления с оптического микроскопа

Выводы

1. В шунгите из месторождения Шуньга присутствуют мелкодисперсные минералы, оказывающие каталитическое влияние на окисление шунгита.

2. Катализаторы могут иметь разный состав и размеры, которые могут влиять на вид области окисления.

3. Состав предположительных катализаторов представлен, в основном, металлами 4 периода.

4. Каталитическая способность элементов определяется, в частности, минералом, в составе которого они присутствуют.

Автор выражает благодарность Ковалевскому В.В. за критические замечания.

Работа выполнена в рамках Государственного задания Института геологии КарНЦ РАН с использованием оборудования ЦКП КарНЦ РАН.

Список литературы

Каичев В.В., Попова Г.Я., Чесалов Ю. А. и др. Активный компонент нанесенных ванадиевых катализаторов в селективном окислении метанола // Кинетика и катализ. 2016. Т. 57, № 1. С. 84–96.

Филиппов М.М. Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2002. 280 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: УИФ Наука, 1994. 304 с.

Kovalevski V.V., Moshnikov I.A. Vanadium carbides in shungite // European Journal of Mineralogy. 2022. Vol. 34, N 1. P. 131–141.

КРИСТАЛЛООБРАЗОВАНИЕ ПРИ ТЕРМИЧЕСКОМ ОКИСЛЕНИИ ШУНГИТА НИГОЗЕРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Товпенец Т.Ю.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, t.tovpenets@yandex.ru

Введение. Шунгитовые породы – группа углеродсодержащих вулканогенно-осадочных и осадочных докембрийских пород Карелии. В их состав входят от 1 до 99 % углеродистого вещества (шунгита), а также кварц, алюмосиликаты, карбонаты, в незначительном количестве – сульфиды. Шунгитовая порода с содержанием углерода 98–99 мас. % (Buseck et al., 1997; van Zuilen et al., 2012) является крайним членом ряда в преобразовании битума аналогично графиту в соответствии с диаграммой Ван Кревелена (Cornelius, 1987) и представляет собой неграфитируемый углерод, более близкий к фуллереноподобному, чем к графиту, на уровне надмолекулярной, атомной и зонной (электронной) структуры (Ковалевский, 2009). В шунгите присутствуют примеси петрогенных и редких элементов, которые могут входить в микро- и наноразмерные кристаллы и кластеры (Ketris, Yudovich, 2009), а также слоевые примеси, интеркалирующие углерод (Kovalevski, Moshnikov, 2022). Процессы образования микрокристаллов в шунгитовом веществе являются малоисследованными и дискуссионными. Примером служит присутствие в шунгите карбидов ванадия, которые предположительно были десублимированы из нагретых сильно восстановленных газов, внедренных в углеродистое вещество (Kovalevski, Moshnikov, 2022).

Ранее (Товпенец, 2023) было показано, что при термическом окислении шунгита месторождения Шуньга (Заонежье) происходит образование кристаллов бултфонтейнита, корнубита и алланита (рис. 1). Появление тех или иных кристаллических соединений определялось температурой, при которой осуществлялось окисление шунгита. Синтезированные кристаллы не обнаруживаются при исследовании исходных образцов и встречаются в природных обстановках, не характерных для генезиса шунгита. Вероятным способом образования микрокристаллов являлся механизм «ориентированного сращивания частиц» (Иванов и др., 2014), посредством которого примеси шунгита, высвобождающиеся в ходе термического окисления, образуют нанокластеры и микрокристаллы.

Рис. 1. Фотографии микрокристаллов в отраженных электронах (а – алланит, б – бултфонтейнит, в – корнубит) и в проходящем свете (г – алланит, д – бултфонтейнит, е – корнубит)

Целью настоящей работы является проведение модельного эксперимента по изучению процессов кристаллообразования при термическом окислении шунгита Нигозерского месторождения.

Материалы и методы. Для исследования был отобран образец шунгита Нигозерского месторождения, температура и давление образования которого были близки к атмосферным. Образец дробился до фракции менее 0.1 мм и обрабатывался 10 % раствором соляной кислоты. Термическое окисление шунгита проводилось до образования визуально однородной зольной массы при температуре 500 °C, с ежедневным восьмичасовым нагреванием и остыванием печи, в течение месяца. Полученная зольная масса диспергировалась в воде, после чего тонкая фракция наносилась на алюминиевые пластины без дополнительного напыления для исключения углеродного загрязнения. Образцы исследовались на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) VEGA 11 LSH фирмы Tescan с энергетической анализирующей приставкой INCA Energy фирмы Oxford Instruments. Параметры сканирования: W-катод, напряжение 20 кВ, время сканирования в стандартном режиме съемки 90 с. Обнаруженные микрокристаллы исследовались методом рамановской спектроскопии (рамановский спектрометр Nicolet Almega XR с возбуждением аргоновым лазером с длиной волны 785 нм).

Результаты и обсуждение. Выявлено, что на фоне бесформенных зольных образований хорошо видны микроразмерные кристаллы с различимой огранкой, имеющие различную морфологию (рис. 2) и состав (табл.).

Рис. 2. Фотографии микрокристаллов в отраженных электронах (а–в) и в проходящем свете (г–е)

Вследствие малых размеров кристаллов и невозможности их идентификации методом рентгеновской дифракции использовался метод комбинационного рассеяния света. Диагностика кристаллов по рамановским спектрам производилась с использованием минералогических баз Raman Sample Library, RRUFF Raman Minerals. На рисунке 3 представлены фотографии наиболее встречающегося микрокристалла, рамановский спектр которого наиболее близок к спектру гематита (Fe_2O_3).

В природе гематит – широко распространенный минерал, нередко образует большие скопления и рудные залежи. Обычен для эффузивных пород, чаще всего встречается в гидротермальных жилах. Образуется вместе с магнетитом в скарнах в результате метаморфизма толщ бурого железняка, которые в условиях повышенного давления и температуры обезвоживаются и превращаются в гематит-содержащие породы (Каденская, 1976). В больших количествах присутствует в докембрийских метаморфизованных полосчатых железных рудах. В качестве продукта изменения или выветривания (при дегидратации бурого железняка в условиях жаркого климата) (Каденская, 1976) образуется в виде вторичной примеси в таких железосодержащих минералах, как магнетит, лимонит, сидерит. В качестве тонкодисперсной примеси рассеян во многих осадочных горных породах, в глинах (является причиной их красной и розово-красной окраски) при окислении магнетита в верхних зонах магнетитовых месторождений (мартит) (Каденская, 1976).

На фоне зольных образований можно увидеть огромное количество близких к гематиту микрокристаллов ромбоэдрической формы или в форме гексагональной бипирамиды. Однако синтезированные микрокристаллы не обнаруживались при исследовании исходных образцов шунгита Нигозерского месторождения, поэтому десублимация (кристаллизация из газовой фазы) является наиболее вероятным способом их образования.

Рис. 3. Фотографии микрокристалла в отраженных электронах (а), в проходящем свете (б), рамановский спектр микрокристалла (в)

Процессы термического окисления шунгита сопровождаются постепенным удалением углерода и высвобождением примесей. В условиях эксперимента при атмосферном давлении и медленном термическом окислении шунгита не могла возникнуть атмосфера пересыщенного пара. Наиболее вероятным способом образования микрокристаллов является механизм «ориентированного сращивания частиц» (Иванов и др., 2014), при котором пересыщение в системе снимается за счет образования наночастиц, которые затем объединяются и упорядочиваются с образованием кристаллической фазы.

Идентификация других встречающихся в зольной массе микрокристаллов была затруднительна. Возможно, это связано с тем, что имеющиеся минералогические базы Raman Sample Library и RRUFF Raman Minerals не содержат в себе информацию о рассматриваемых микрокристаллах. Помимо этого, анализируемая область исследования захватывает не только кристалл, но и зольную часть образца, которая при съемке может добавлять дополнительные пики в реальный спектр, что усложняет идентификацию микрокристалла.

Стоит отметить, что при термическом окислении шунгита Нигозерского месторождения не было обнаружено следов микрокристаллов бултфонтейнита, корнубита и алланита, которые встречались при термическом окислении шунгита месторождения Шуньга. Элементный состав анализируемых областей образовавшихся микрокристаллов и положение основных пиков комбинационного рассеяния различны для шунгитов разного генезиса (табл.). Это может быть связано с тем, что разная природа и условия формирования шунгитов (материнское вещество, давление и температура, процессы миграции) для разных месторождений вызвали накопление микроэлементов различного состава.

Состав микрокристаллов, положение пиков комбинационного рассеяния
и соответствующая идентификация

	Нигозеро		Шуньга	
№	Элементный состав анализируемой области*	Положение основных пиков, см $^{-1}$	Элементный состав анализируемой области*	Положение основных пиков, см $^{-1}$
1	O, Fe, Cu, S, Si, Al	611.2 496.5 408.7 (гематит)	Ca, K, O, V, Ni, Na, Al, Si, Mo, Cu, As	960.3 823.8 459.7 (корнубит)
2	O, Al, Fe, Si, Mg	339.9 324.7 308.3 104.6 (???)	O, K, Ca, V, Na, Al, Si, K, Mo	960.7 827.6 711.7 454.8 (бултфонтейнит)
3	O, Al, Si, Fe, Mg, Cu	340.9 328.9 309.9 (???)	O, Na, Al, Si, S, K, Zn, Ca, Fe, Ni, V, Ce, La	1315.6 657.4 609.6 405.9 (алланит)
4	O, Al, Ce, La, Si, F, S, Ne, Fe, Nd, Cu, Ca, K, Pr	1627.9 1539.6 1463.2 1370.9 1253.5 1186.1 (???)	Ca, K, C, O, V, Fe, Ni, Na, Al, As, Si, P, S	959.7 829.9 710 456.1 353.6 (???)

Примечание. Анализируемая область – кристалл + зольная часть.

Эксперименты проведены с использованием научного оборудования ЦКП Карельского НЦ РАН. Работа выполнена в рамках темы НИР Института геологии Карельского научного центра РАН.

Список литературы

Иванов В.К., Федоров П.П., Баранчиков А.Е., Осико В.В. Ориентированное сращивание частиц: 100 лет исследований неклассического механизма роста кристаллов // Успехи химии. 2014. Т. 83, № 12. С. 1204–1222.

Каденская М.И. Руководство к практическим занятиям по минералогии и петрографии. М.: Просвещение, 1976. С. 192–193.

Ковалевский В.В. Шунгит или высший антраксолит? // ЗРМО. 2009. Т. 138, № 5. С. 97–105.

Товпенец Т.Ю. Кристаллообразование при термическом окислении шунгита // ЗРМО. 2023. Т. 152, № 4. С. 116–122.

Buseck P.R., Galdobina L.P., Kovalevski V.V. et al. Shungites: the C-rich rocks of Karelia, Russia // Canad. Miner. 1997. Vol. 35, N 6. P. 1363–1378.

Cornelius C.D. Classification of natural bitumen: A physical and chemical approach // Exploration for Heavy Crude Oil and Natural Bitumen (AAPG Studies in Geology) / Ed. R.F. Meyer. Amer. Assoc. Petroleum Geologists. 1987. Vol. 25. P. 165–174.

Ketris M.P., Yudovich Y.E. Estimations of clarkes for carbonaceous biolithes: World averages for trace element contents in black shales and coals // Int. J. Coal Geol. 2009. Vol. 78, N 2. P. 135–148.

Kovalevski V.V., Moshnikov I.A. Vanadium carbides in shungite // Eur. J. Mineral. 2022. Vol. 34. P. 131–141.

Van Zuilen M.A., Fliegel D., Wirth R. et al. Mineral-templated growth of natural graphite films // Geochim. Cosmochim. Acta. 2012. Vol. 83. P. 252– 262.

РАЗРАБОТКА ЛУННЫХ ГРУНТОВ-АНАЛОГОВ ДЛЯ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Уварова А.В., Слюта Е.Н.

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук (ГЕОХИ РАН), uvarova@geokhi.ru

Введение. Испытания научной аппаратуры и отработка методики натурных экспериментов нуждаются в создании грунтовых условий, близких к лунному реголиту, поскольку они оказывают значительное влияние на состояние и функционирование механизмов и систем. При проверке работоспособности шасси и посадочных платформ необходимо учитывать физико-механические свойства грунта: его плотность и пористость, сцепление и т.д. Однако использование настоящего лунного реголита невозможно из-за ограниченного количества привезенных образцов и его уникальных свойств, которые могут измениться при воздействии земной атмосферы. Проведение испытаний в условиях безвоздушной среды во многих случаях затруднено или невозможно.

В связи с этим существует необходимость создания грунтов-аналогов, имитирующих свойства лунного реголита. Лаборатория геохимии Луны и планет ГЕОХИ РАН занимается разработкой грунтов-аналогов для широкомасштабных испытаний, а также других экспериментов.

Описание создания грунтов-аналогов. Разработка грунта-аналога зависит в первую очередь от цели экспериментов. На первом этапе проводится тщательное изучение характеристик лунного реголита, включая его химический состав, физические и механические свойства (такие как гранулометрический состав, плотность, пористость, угол внутреннего трения и сцепление), и формирование задач экспериментов.

Следующий этап включает выбор компонентов для создания лунного грунта-аналога. Процессы отработки буровых снарядов, оценки проходимости колесных систем или тестирования посадочных платформ требуют значительного объема грунта. В таких случаях основное внимание следует уделять моделированию физических и механических свойств грунта, зависящих от гранулометрического состава и формы частиц. Для этих целей грунт-аналог можно изготовить из легко возобновляемых и недорогих материалов, при этом минеральный состав не является критичным.

Однако, если испытания связаны с использованием приборов спектрального анализа или с определением теплофизических свойств, необходимо обеспечить соответствие минерального и химического состава аналога лунному реголиту. В таких случаях компоненты должны быть выбраны из природных горных пород, близких по минеральному составу к лунному грунту. Также на данном этапе важно учитывать доступность и экономическую целесообразность применения выбранных материалов.

На основании предыдущих этапов составляется алгоритм подготовки грунта-аналога. В этот этап входит смешивание различных компонентов в определенных пропорциях, которые подбираются для достижения наиболее близкого соответствия свойствам лунного реголита. Создание минерального аналога является более сложной задачей, так как потребуется истирание и дробление горной породы, близкой по своему химическому и минеральному составу к лунному реголиту, для достижения необходимых параметров. Дробление приводит к образованию угловатых частиц, характерных для лунного реголита. Истирание позволяет получить тонкую фракцию размером менее 0.1 мм. Для моделирования гранулометрического состава потребуется просеивание полученных смесей через колонну сит и последующее перемешивание в требуемых пропорциях.

Изготовленные образцы подвергаются испытаниям, в ходе которых анализируются их свойства и сопоставляются с характеристиками настоящего лунного грунта. В случае обнаружения отклонений от требуемых параметров состав аналогов корректируется, и процесс повторяется до достижения удовлетворительных результатов.

Результаты. В ГЕОХИ РАН были разработаны грунты-аналоги для различных экспериментов. Одним из первых был создан VI-75 для широкомасштабных бросковых испытаний миссий «Луна-25» (Slyuta et al., 2021). Он создан по описанной выше методике из компонентов техногенного происхождения, которые имеют похожую на лунный реголит форму частиц (рис.). Лунный грунт-аналог VI-75 по всем измеряемым контрольным параметрам физико-механических свойств и гранулометрического состава соответствует лунному грунту. VI-75, как и лунный реголит, характеризуется способностью частиц сцепляться и образовывать комки на поверхности при механическом воздействии.

Изображения СЭМ грунтов-аналогов VI-LH1 (а) (Mironov et al., 2023) и VI-75 (б) (Slyuta et al., 2021), а также изображение под микроскопом в проходящем свете образца лунного реголита № 70181 миссии «Аполлон-17» (в) (https://www.virtualmicroscope.org)

Также в связи с возросшим интересом к приполярным районам был создан грунт-аналог VI-LH1, близкий по минеральному составу к материковому лунному реголиту, широко распространенному в высокогорных областях. Он изготовлен из лабрадорита, который был подвергнут измельчению и истиранию (рис.). Его физические и механические характеристики также очень близки к лунному реголиту (табл.).

Сравнение свойств грунтов-аналогов и лунного грунта

Образец	Плотность частиц (ρ_s), г/см³	Плотность (ρ), г/см³	Угол внутреннего трения (φ),°	Сцепление (c), кПа
VI-75	2.56	1.50–1.93	46–21	0–11
VI-LH1	2.86	1.29–1.81	42.4–40.4	2.5–15.8
Лунный реголит	2.3–3.2	1.12–1.92	46.5–25	0–3

Примечание. Данные по лунному реголиту из: Carrier et al., 1991.

Грунт-аналог VI-LH1 обладает более широким спектром применения благодаря своему минеральному составу, который близок к лунному реголиту. Однако он воспроизводит только минеральный скелет реголита, не включая в себя такие важные компоненты, как стекловидные частицы и агглютинаты – спекшиеся частицы, характерные для лунного грунта. Несмотря на это, VI-LH1 остается ценным материалом для множества экспериментальных исследований, например, он был применен для исследований биологического выщелачивания (Barbashin et al., 2023).

Выводы. Разработка лунных грунтов-аналогов является важной задачей для успешного проведения испытаний научной аппаратуры и отработки методик натурных экспериментов, связанных с исследованием лунного реголита. Процесс создания лунного грунта-аналога включает в себя несколько этапов, начиная с тщательного анализа свойств лунного реголита и заканчивая лабораторными испытаниями компонентов и смесей из них.

Созданные грунты-аналоги эффективно воспроизводят свойства лунного реголита и были успешно использованы в различных экспериментах. Грунт-аналог VI-75 применялся для бросковых испытаний и отработки грунтозаборных устройств, а VI-LH1 применяется в экспериментах, требующих физико-химического соответствия лунному реголиту, таких как биологические исследования и разработка технологий обработки лунного материала.

Список литературы

Изображение образца лунного реголита миссии Аполлон-17 URL:https://www.virtualmicroscope.org/content/apollo-17 (дата обращения: 27.08.2024).

Barbashin D.D., Mironov D.D., Ivanova A.E., Cheptsov V.S. Development of biomining technology using *aspergillus niger*: application to the lunar program // The Fourteenth Moscow Solar System Symposium. Abs. conf. Moscow: Space Research Institute, 2023. P. 356–358.

Carrier W.D. III, Olhoeft G.R., Mendell W. Physical properties of the lunar surface // Lunar Sourcebook / Heiken G., Vaniman D., French B.M. (Eds.). Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1991. P. 475–594.

Mironov D.D., Uvarova A.V., Slyuta E.N. et al. VI-LH1 – lunar highlands simulant for large scale experiments // The Fourteenth Moscow Solar System Symposium. Abs. conf. Moscow: Space Research Institute, 2023. P. 110–112.

Slyuta E.N., Grishakina E.A., Makovchuk V.Yu., Agapkin I.A. Lunar soil-analogue VI-75 for large-scale experiments // Acta Astronautica. 2021. N 187. P. 447–457.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД УЧАСТКА РУДОПРОЯВЛЕНИЯ «СЕВЕРНЫЙ» КИЧАНСКОЙ СТРУКТУРЫ ТИКШЕОЗЕРСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА

Усольцева А.Е.[1], Балтыбаев Ш.К.[1, 2], Алексеев И.А.[1]

[1] *Санкт-Петербургский государственный университет, st097637@student.spbu.ru*
[2] *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, shauket@mail.ru*

Участок «Северный» находится в пределах Кичанской структуры Тикшеозерского зеленокаменного пояса в восточной части Фенноскандинавсого щита (Глебовицкий, 2005). На этом участке породы представляют практический интерес, так как с ними связана золото-сульфидная рудная минерализации. Эти породы относятся к Тикшеозерской подзоне Северо-Карельской зоны, включающей Верхнеозерскую и Хизоварскую толщи средне- и позднелопийского возраста (архей), метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации.

По вещественному составу можно выделить три группы пород: 1) амфиболиты гранатовые, гранат-биотитовые, гранат-биотит-скаполитовые; 2) гнейсы биотитовые, гранат-кианит-биотитовые; 3) граниты плагиомикроклиновые (кичанский комплекс) и метасоматически измененные гранито-гнейсы.

По данным предшественников, амфиболиты являются метавулканитами основного и среднего составов, а гнейсы – метаморфизованными вулканогенно-осадочными и осадочными породами (туфами, туффитами и граувакками). Среди метабазальтов Верхнеозерской толщи также наблюдаются прослои биотитовых гнейсов, которые по составу частью соответствуют кислым вулканитам (метариолитам), а частью – осадкам (метаграувакам) (Калинин и др., 2017). Точное определение генезиса исходного протолита затрудняет отсутствие реликтов исходных структур и текстур.

Отсутствие современных данных об PT-условиях метаморфизма послужило основанием для проведения соответствующих петрологических исследований, результаты которых излагаются ниже.

Краткая петрографическая характеристика пород участка

Метаморфизованные вулканиты основного и среднего составов слагают большую часть участка «Северный» и всей структуры в целом. Это преимущественно гранатовые и биотитовые амфиболиты (рис. 1, а, б), которые по петрохимическим особенностям соответствуют метабазальтам и андезитам (Мыскова, 2022). Породы подвержены интенсивным метасоматическим преобразованиям – окварцеванию, карбонатизации, серицитизации, скаполитизации. В некоторых случаях амфиболиты содержат до 25 % новообразованного кварца, в прожилках развиваются карбонатные прослои, а амфибол в некоторых местах замещается скаполитом. Также отмечается серицитизация плагиоклаза.

Метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы представлены лейкократовыми гранат-биотитовыми, кианит-гранат-биотитовыми гнейсами (хизоварская свита), с полосчатой или гнейсовидной текстурой (рис. 1, в, г). Второстепенные минералы – мусковит, амфибол, микроклин, рутил, турмалин и апатит. По петрогеохимическим особенностям такие породы интерпретируются как туфы и туффиты риолитового состава.

Гранито-гнейсы и граниты по составу соответствуют кислым низко- и умеренно-щелочным плагиомикроклиновым гранитам, частично метаморфизованным и метасоматически измененным. Текстуры массивные, слабогнейсовидные, структуры – гипидиоморфнозернистые, гранитовые. Основными минералами являются: кварц, плагиоклаз, микроклин, мусковит, биотит и кальцит. В качестве акцессорных присутствуют турмалин и апатит.

Рудная минерализация встречается, главным образом, в амфиболитах, реже – в гнейсах. Среднее содержание рудных минералов в амфиболитах 5–7 об. %, а гнейсах – 3–4 об. %. В гранитоидах рудных минералов нет или отмечаются единичные проявления. Главными рудными минералами являются пирит, пирротин, ильменит, магнетит.

Оценка PT-параметров формирования пород

Для термобарометрии пород были проанализированы химические составы минералов в ИГГД РАН и применены нижеследующие инструменты. Давление минералообразования оценивалось по минеральным ассоциациям: Grt-Pl (H01, Holdaway, 2001), Grt-Bt-Pl (WZR04, Wu et al., 2004), Grt-Hbl-Pl (DHP00, Dale et al., 2000), Amp-Pl (M15, Molina et al., 2015). Для оценки температуры использовались термометры: Hbl-Pl (HB94, Holland, Blundy, 1994), Grt-Bt (H00, Holdaway, 2000), Grt-Chl (P91, Perchuk, 1991), Hbl-Pl (M21, Molina et al., 2021). При использовании указанных минеральных термобарометров были получены следующие результаты (табл. 1, рис. 2).

Рис. 1. Фотографии шлифов некоторых разновидностей пород участка «Северный»:

а – идиоморфные зерна граната с порфиропойкилобластовой структурой, внутри которых заключены зерна кварца, амфибола, биотита, кварца и рудных минералов; б – амфиболит с нематобластовой структурой; в – кианит-гранат-биотитовый гнейс; г – фрагмент порфиробласта граната в глиноземистом гнейсе

Таблица 1. PT-параметры формирования пород по данным минеральной термобарометрии

№ образца	Давление, кбар				Температура, °C			
	H01; GrtPl	WZR04; GrtBtPl	DHP00; GrtHblPl	M15; HblPl	H00; GrtBt	HB94; HblPl	P91; GrtChl	M21; HblPl
5875/2	7.5	7.5			650			
5766/1			8.5–9.2	7.8–8.2		575–600	615–630	585
5880/4			8.5	8.7–8.8		685–700		690
5896/4		7.5–8.9	5.8–6.8	5.3–7.3	615	700–750		725

Рис. 2. PT-диаграммы для изученных образцов с линиями минеральных равновесий для использованных минеральных термобарометров:

а – 5875/2, кианит-гранат-биотитовый гнейс; б – 5766/1, гранатовый амфиболит; в – 5880/4, биотит-амфибол-гранатовый гнейс; г – 5896/4, биотит-гранатовый амфиболит

Дополнительное применение термобарометра для парагенезиса граната, роговой обманки и плагиоклаза (Dale et al., 2000) позволило выявить близкие значения P и T (табл. 2, рис. 3).

Таблица 2. PT-параметры формирования пород, полученные с использованием термобарометра для парагенезиса граната, роговой обманки и плагиоклаза (Dale et al., 2000)

№ образца	№ точки по Hbl	Grt			Hbl	Pl	T, °C	P, кбар
		xMg	xCa	xFe	xMg	xAb		
5766/1	54	0.079	0.337	0.494	0.57	0.66	639	7.7
	55	0.081	0.325	0.497	0.62	0.67	616	7.2
	24	0.076	0.312	0.512	0.60	0.67	592	7.6
	22	0.069	0.369	0.491	0.52	0.69	641	7.9
5880/4	68	0.229	0.176	0.576	0.87	0.37	598	9.5
	45	0.221	0.165	0.602	0.78	0.41	653	8.8
	67	0.229	0.167	0.583	0.80	0.45	661	9.9
	104	0.209	0.176	0.598	0.84	0.43	582	9.3
5896/4	65	0.198	0.185	0.590	0.79	0.40	609	8.7
	29	0.219	0.171	0.592	0.84	0.47	644	8.8
	7	0.168	0.166	0.636	0.60	0.39	550	7.6
	5	0.196	0.181	0.603	0.87	0.41	590	7.6

Рис. 3. Диаграмма с результатами PT-оценок (табл. 2) формирования парагенезиса Grt-Hbl-Pl (по: Dale et al., 2000)

Выводы

На основании полученных данных можно считать, что изученные породы участка «Северный» образовались в условиях амфиболитовой фации метаморфизма повышенных давлений. Последующие преобразования пород, включая образование рудной ассоциации, требуют дальнейшего изучения.

Выражаем свою признательность О.Л. Галанкиной (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург) за помощь, оказанную при изучении составов минералов путем электронно-зондового микроанализа.

Список литературы

Глебовицкий В.А. (отв. ред.). Ранний докембрий Балтийского щита. СПб: Наука, 2005. 710 с.

Калинин А.А., Астафьев Б.Ю., Воинова О.А. и др. Геологическое строение и перспективы рудоносности Кичанской структуры Тикшеозерского зеленокаменного пояса (Северная Карелия) // Литосфера. 2017. Т. 17, № 3. С. 102–126.

Мыскова Т.А., Никонова А.С., Никонов К.А. и др. Кичанская островодужная система архея (новые геохимические и изотопно-геохронологические доказательства) // Труды Карельского научного центра РАН. Сер. Геология докембрия. 2022. № 5. С. 103–106.

Dale J., Holland T., Powell P. Hornblende-garnet-plagioclase thermobarometry: a natural assemblage calibration of the thermodynamics of hornblende // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. Vol. 140. P. 353–362.

Holdaway M.J. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer // American Mineralogist. 2000. Vol. 85. P. 881–892.

Holdaway M.J. Recalibration of the GASP geobarometer in light of recent garnet and plagioclase activity models and versions of the garnet-biotite geothermometer // American Mineralogist. 2001. Vol. 86. P. 1117–1129.

Holland T., Blundy J. Non-ideal interaction sincalcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. Vol. 116. P. 433–447.

Molina J.F., Cambeses A., Moreno J.A. et al. Reassessment of the amphibole-plagioclase NaSi-CaAl exchange thermometer with applications to igneous and high-grade metamorphic rocks // American Mineralogist. 2021. Vol. 106. P. 782–800.

Molina J F., Moreno J.A., Castro A. et al. Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning // Lithos. 2015. Vol. 232. P. 286–305.

Perchuk L.L. Derivation of a thermodynamically consistent set of geothermometers and geobarometers for metamorphic and magic rocks // Progress in Metamorphic and Magmatic Petrology: A Memorial Volume in Honour of D.S. Korzhinskiy, L.L. Perchuk. Cambridge: Cambridge University Press, 1991. P. 93–112.

Wu C.M., Zhang J., Ren L.D. Empirical garnet-biotite-plagioclase-quartz (GBPQ) geobarometry in medium to high-grade metapelites // Journal of Petrology. 2004. Vol. 45. P. 1907–1921.

МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ ТОЛЕИТЫ В ЗАОНЕЖСКОМ МАГМАТИЧЕСКОМ КОМПЛЕКСЕ ЛЮДИКОВИЯ В ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЕ: СОСТАВ, КОРРЕЛЯЦИИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Устинова В.В.[1], Степанова А.В.[1], Ерофеева К.Г.[1, 2]

[1] *Институт геологии Карельского научного центра РАН, vikaystinova@yandex.ru*
[2] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН*

В центральной части Онежской палеопротерозойской структуры широко развиты базиты людиковийского (2.06–1.92 млрд лет) надгоризонта, которые разделяются на заонежский долерит-базальтовый и более молодой суйсарский пикрит-базальтовый комплексы (Онежская…, 2011). Известно, что базальты суйсарской свиты по петрогеохимическим параметрам близки к OIB-типу (Chazhengina et al., 2023), тогда как тектоническая позиция, вариации состава и условия формирования базитов заонежского магматического комплекса остаются дискуссионными.

Нами были изучены подушечные лавы в составе заонежской свиты на северо-восточном берегу Петрозаводской губы Онежского озера и умеренно-Mg пойкилоофитовые долериты в северо-восточной части Заонежского полуострова. В изученном разрезе подушечные лавы переслаиваются с туффогенными породами заонежской свиты, выше которых с несогласием залегает базальный горизонт суйсарской свиты (Куликов и др., 1999). На Заонежском полуострове силлы долеритов субсогласно залегают во вмещающих осадочных толщах заонежской свиты, представленных базальтовыми туфами, туффоалевролитами и туфоаргиллитами (Samsonov et al., 2024).

Изучение химического состава пород проводилось с помощью рентгено-флюоресцентного анализа и методом индуктивно связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS) в Центре коллективного пользования (ЦКП) ИГ КарНЦ РАН (Светов и др., 2023). Анализ главных элементов в клинопироксене проводился с использованием сканирующего электронного микроскопа TESCAN Vega II LSH с приставкой для энерго-дисперсионного рентгеноспектрального микроанализа Inca Energy-350 в Аналитическом центре ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск. Измерение микроэлементов в клинопироксене проводилось методом LA-ICP-MS с использованием масс-спектрометра Element2 и приставки лазерной абляции NWR-213: Nd-YAG в лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН, г. Москва.

Подушечные лавы в составе заонежской свиты имеют афировую структуру со скелетными кристаллами первичного клинопироксена и альбитизированным плагиоклазом. По составу породы относятся к базальтам и андезибазальтам нормальной щелочности толеитовой серии. Породы умеренно-магнезиальные (Mg# = 47–50), содержание $Fe_2O_3^{tot}$ (12.5–13.66 мас. %) и TiO_2 (1.06–1.2 мас. %) умеренное, а Al_2O_3 (14.40–16.19 мас. %) высокое. Спектры распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) имеют пологий наклон ([La/Sm]N = 1.1–1.5, [Gd/Yb]N = 1.3). Характерна слабая положительная Nb аномалия (Nb/Nb* = 0.8–1.1).

Долериты на Заонежском полуострове обладают пойкилоофитовой структурой, ойкокристы сохранили реликты магматического клинопироксена, а пойкилитовые вростки сложены альбитом, заместившим первичный плагиоклаз. По химическому составу породы относятся к толеитовой серии, с вариацией Mg# от 47 до 61. Содержание $Fe_2O_3^{tot}$ варьирует от 8.7 до 14.4 мас. %, TiO_2 от 1.1 до 1.8 мас. %, обладают довольно высоким содержанием Al_2O_3 от 14.6 до 19.1 мас. %. Распределение РЗЭ имеет слабо дифференцированный характер ([La/Sm]N = 0.9–1.4, [Gd/Yb]N = 1.4), отсутствует обеднение Nb (Nb/Nb* = 0.8–1.2).

В умеренно-Mg пойкилоофитовых долеритах реликты зерен клинопироксена варьируют по размеру от 0.5 до 3 мм, чаще всего замещаются по краям актинолитом, реже хлоритом. По соотношению миналов (En-Wo-Fs) клинопироксен относится к авгиту (Morimoto, 1989) и характеризуется высокой магнезиальностью Mg# = 0.69–0.76, низкими концентрациями Na_2O (до 0.3 мас. %), TiO_2 (от 0.6 до 1.7 мас. %), а Al_2O_3 варьирует от 1 до 3 мас. %. Спектры распределения РЗЭ в пироксене имеют слегка вогнутую вверх форму с небольшим обеднением легкими РЗЭ по отношению к тяжелым, при этом средние РЗЭ практически не фракционированы по отношению к тяжелым ([La/Yb]N = 0.25–0.40; [Gd/Yb]N = 0.9–1.6) (рис.). Для всех изученных клинопироксенов характерно обеднение Sr (Sr/Sr* = 0.16–0.3) и слабо выраженная Eu (Eu/Eu* = 0.7–1) аномалия.

С использованием коэффициента распределения $K_D(\text{элемент})^{\text{Cpx-расплав}}$ (White, 2013) был рассчитан состав модельного расплава, равновесного с клинопироксеном долеритов (рис.). По содержаниям и характеру распределения редкоземельных и несовместимых элементов рассчитанный модельный расплав близок к валовому составу долеритов и подушечных базальтов заонежской свиты.

Спектры распределения РЗЭ и несовместимых элементов,
нормированные на примитивную мантию (Sun, McDonough, 1989)

Таким образом, характер распределения главных и рассеянных элементов в изученных долеритах северо-восточной части Заонежского полуострова и подушечных лавах заонежской свиты позволяет предполагать, что породы близки по составу и, вероятно, формировались в рамках одного эпизода магматической активности и могут быть отнесены к единому (заонежскому) долерит-базальтовому комплексу со следующими условиями формирования и эволюции расплавов:

(1) умеренно-магнезиальный состав расплавов и отсутствие ранних фенокристов в базальтах предполагает низкие степени фракционирования первичных расплавов в промежуточных камерах;

(2) оценка состава равновесного с клинопироксеном расплава показывает геохимическую близость к валовым составам вмещающих их долеритов и подушечных базальтов. С одной стороны, это указывает на кристаллизацию клинопироксена *in situ*, что не противоречит петрографическим наблюдениям, а с другой стороны, подтверждает генетическое родство Mg-долеритов и подушечных базальтов;

(3) слабое фракционирование тяжелых РЗЭ свидетельствует о малоглубинном (вне поля стабильности граната) плавлении мантийного источника;

(4) слабое обогащение легкими РЗЭ и очень слабая деплетированность высокозарядными элементами пород предполагают низкий вклад коровой контаминации.

Исследования выполнены при поддержке гранта РНФ 23-17-00260.

Список литературы

Куликов В.С., Куликова В.В., Лавров Б.С. и др. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология). Петрозаводск, 1999. 96 с.

Онежская палеопротерозойская структура / Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. 431 с.

Chazhengina S.Y., Stepanova A.V., Ustinova V.V., Svetov S.A. Amorphous carbonaceous material in Paleoproterozoic pillow lavas (Onega Basin, NW Russia): origin, source and migration // Lithos. 2023. Vol. 460–461. P. 107373. DOI: 10.1016/j.lithos.2023.107373.

Morimoto N., Fabriès J., Ferguson A.K. et al. Nomenclature of pyroxenes // Amer. Mineral. 1988. Vol. 73. P. 1123–1133.

Samsonov A.V., Stepanova A.V., Gushchina M.U. et al. Rifting in the Paleoproterozoic Onega basin: geochemistry of volcano-sedimentary rocks of the Zaonega Formation // Doklady Earth Sci. 2024. 515 (2). P. 734–742. DOI: 10.1134/S1028334X23603784.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 1989. Vol. 42. P. 313–345.

White W.M. Geochemistry. Wiley-Blackwell, 2013. 670 p.

МОРФОЛОГИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЦИРКОНА В ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОДАХ ЯТУЛИЯ СЕГОЗЕРСКОЙ СТРУКТУРЫ

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

[1] *Институт геологии Карельского научного центра РАН, anjafateeva@mail.ru*
[2] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН*

Морфология и внутреннее строение детритового циркона из терригенных пород несет в себе информацию об источнике, условиях его кристаллизации, а также обстановках транспортировки и накопления обломочного материала (Corfu et al., 2003, Gärtner et al., 2013).

В составе ятулийского (2.3–2.1 млрд лет) надгоризонта палеопротерозоя на Карельском кратоне широко развиты кварцевые гравелиты и песчаники (Соколов и др., 1970). Одним из природных полигонов для изучения этих пород является палеопротерозойская вулканогенно-осадочная Сегозерская структура, расположенная в восточной части Карельского кратона.

Нами были изучены особенности циркона из слабометаморфизованных терригенных осадочных пород ятулия в восточном и западном бортах Сегозерской структуры (рис. 1). В районе Глухой губы обнажаются (снизу вверх) архейские граниты фундамента, которые с несогласием и корой выветривания перекрыты гравелитами, песчаниками с прослоями глинистых сланцев (Соколов и др., 1970; Alfimova et al., 2022) и базальтовыми лавами двух стратиграфических уровней. В районе Паданской губы в западном борту Сегозерской структуры обнажаются (снизу вверх) интенсивно рассланцованные породы архейского фундамента, метаморфизованные кварцевые гравелиты и песчаники с прослоями глинистых сланцев, базальтовые лавы двух стратиграфических уровней. В рамках данной работы был изучен циркон из представительных проб песчаников и кварцевых конгломератов ятулия и из архейских гранитоидов фундамента.

Выделение циркона производилось по стандартной методике в тяжелых жидкостях. Изучение морфологии и поверхности зерен проводилось методами оптической микроскопии и с использованием сканирующего лазерного 3D микроскопа Keyence VK-9700. Внутреннее строение циркона изучалось с использованием катодной люминесценции (CL).

Положение проб в разрезе приведено на рисунке 1, описание циркона в пробах приводится по разрезу снизу вверх.

Рис. 1. Положение участка исследований в Сегозерской структуре и стратиграфические колонки для района Глухой губы и Паданской губы, д. Погост (по: Соколов и др., 1970), демонстрирующие положение изученных образцов в разрезе

В районе Глухой губы в подстилающих терригенные комплексы гранитах фундамента (SG2-12/1) преобладают зерна циркона дипирамидально-призматической, удлиненной формы, редко встречаются зерна гиацинтовой формы; коэффициент удлинения ($К_у$) от 1 : 3 до 1 : 5; содержат включения черного цвета; кристаллы циркона коричнево-оранжевого и светло-желтого цвета в соотношении – 80 % темных, 20 % светлых; светлые в основном неравномерно окрашены, темные равномерно окрашены, грани четкие, редко с признаками растворения (рис. 2). В CL видна сложная зональность роста. Около 50 % зерен имеют темную окраску в CL вследствие интенсивной метамиктизации (рис. 3).

Рис. 2. Фото циркона из пород Глухой губы, сделанные на лазерном микроскопе

Для циркона, выделенного из пробы песчаников нижнего стратиграфического уровня (SG2-3/4), характерна высокая степень окатанности большинства зерен. Преобладают зерна округлой формы, у некоторых удлиненных кристаллов ($К_у$ от 1 : 2 до 1 : 3) прослеживается дипирамидно-призматическая форма, для них также характерна высокая степень окатанности. Грани кристаллов нечеткие; кристаллы коричневого (40 % выборки) и светло-желтого цвета (60 %), большинство равномерно окрашено. В темноокрашенных кристаллах наблюдается сильная эродированность поверхности. В цирконе содержатся включения черного или бурого цвета (рис. 2). В CL видна сложная зональность роста, присутствуют ядра. У части зерен циркона зональность срезана границами зерен. Около 70 % зёрен имеют темную окраску в CL вследствие интенсивной метамиктизации (рис. 3).

Для циркона из глинистых сланцев (SG2-3/6) характерна округлая форма зерен ($К_у$ = 1 : 2). Зерна желтоватого (около 60 %) и темно-оранжевого цвета (40 %), имеющие неоднородную окраску. Грани и ребра кристаллов нечеткие, с высокой степенью окатанности (рис. 2). В CL видны ксеногенные ядра и включения. Около 70 % зерен имеют темную окраску в CL вследствие интенсивной метамиктизации (рис. 3).

У большинства зерен циркона, выделенных из песчаников среднего стратиграфического уровня (SG2-3/9), выраженная удлиненно дипирамидно-призматическая форма ($К_у$ = 1 : 3), однако часть зерен имеет форму, близкую к округлой; кристаллы коричнево-оранжевого цвета,

равномерно окрашены. Грани видны четко, ребра имеют слабую степень окатанности; встречаются включения черного цвета (рис. 2). В CL видна сложная зональность роста, присутствуют включения. Около 85 % зерен в выборке имеют темную окраску в CL вследствие интенсивной метамиктизации (рис. 3).

Рис. 3. CL-изображения циркона из изученных проб (Глухая губа)

В районе д. Погост в Паданской губе изучен циркон из проб песчаников, кварцевых гравелитов и кварцевых конгломератов. В гравелитах и конгломератах не проводилось разделение образцов на матрикс/обломки. В цирконах из пробы песчаников (SG2-2/3) преобладает дипирамидно-призматическая форма зерен ($К_у$ = 1 : 3). Кристаллы имеют коричневато-оранжевый цвет, равномерно окрашены. Грани ровные, у некоторых зерен присутствуют окатанные ребра. В CL видна сложная зональность роста. Около 80 % зерен имеют темную окраску в CL (рис. 4).

Для циркона из пробы кварцевых гравелитов (SG2-2/4) характерна угловатая форма зерен ($К_у$ = 1 : 2). Кристаллы либо бесцветные (50 %), либо красновато-оранжевого цвета (50 %); равномерно окрашены. Грани и ребра четкие, но неровные. Присутствуют включения бурого цвета. В CL видна сложная зональность роста, присутствуют ядра. Около 70 % зерен имеют темную окраску в CL вследствие интенсивной метамиктизации (рис. 4).

Зерна циркона из пробы кварцевых конгломератов (SG2-2/11) имеют дипирамидно-призматическую форму, однако часть зерен имеет форму, близкую к округлой ($К_у$ от 1 : 2 до 1 : 3). Кристаллы имеют темно-коричневый цвет; равномерно окрашены. Грани и ребра слабо окатаны. В CL видна сложная зональность роста, присутствуют ядра. Около 85 % зерен имеют темную окраску в CL (рис. 4).

Рис. 4. CL-изображения циркона изученных проб (д. Погост, Паданская губа)

Рассмотрев описанные особенности циркона, можно предполагать, что подстилающие граниты потенциально являются источником циркона в ятулийских песчаниках. Для зерен циркона из ранних песчаников и глинистых сланцев характерна округлая форма, а также более светлая окраска, что сильно отличает их от цирконов, выделенных из подстилающих гранитоидов. Циркон из нижней осадочной пачки также отличается от циркона из песчаников средней осадочной пачки, залегающих выше базальтов, где значительный процент составляют полуокатанные зерна. Это, возможно, отражает смену условий осадконакопления и вклад других источников сноса.

Также отметим, что цирконы нижних пачек западного и восточного бортов Сегозерской структуры отличаются друг от друга. Это может свидетельствовать о вкладе разных источников для различных частей структуры, то есть о локальных источниках сноса. Зерна циркона нижних пачек западной части менее окатаны, так как, вероятно, их перенос был относительно небольшой.

Внутреннее строение зерен циркона – наличие ядер и осцилляторной зональности – свидетельствует в пользу их кристаллизации в гранитных массивах. Из-за почти полного отсутствия в цирконах тонких ярких в CL кайм можно говорить о том, что вмещавшие циркон породы не претерпели интенсивного метаморфизма. Высокий процент метамиктизированного циркона, возможно, является следствием изменений гранитоидов в корах выветривания.

Исследования выполнены при поддержке проекта РНФ 23-17-00260.

Список литературы

Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рылеев А.В. и др. Геология, литология и палеогеография ятулия центральной Карелии. Петрозаводск, 1970. 377 с.

Alfimova N.A., Kuznetsov A.B., Klimova E.V., Bekker A. Archean-Proterozoic unconformity on the Fennoscandian Shield: Geochemistry and Sr, C and O isotope composition of Paleoproterozoic carbonate-rich regolith from Segozero Lake (Russian Karelia) // Precambrian Research. 2022. Vol. 368. P. 106459.

Corfu F., Hanchar J., Hoskin P., Kinny P. Atlas of Zircon Textures // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. Vol. 53.

Gärtner A., Linnemann U., Sagawe A. et al. Morphology of zircon crystal grains in sediments – characteristics, classifications, definitions Morphologie von Zirkonen in Sedimenten – Merkmale, Klassifikationen, Definitionen // Journal of Central European Geology. 2013. N 59. P. 65–73.

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ СПОДУМЕНОВЫХ ПЕГМАТИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПАШКИ, ПРОВИНЦИЯ НУРИСТАН (АФГАНИСТАН)

Хамдард Н.[1], Скублов С.Г.[2]

[1] *Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, nazifullahhamdard@gmail.com*
[2] *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, skublov@yandex.ru*

Введение. Афганистан обладает крупными пегматитовыми месторождениями лития, пространственно и генетически связанными с гранитами третьей фазы комплекса Лагман палеогенового возраста (Rossovskiy et al., 1976). Редкометалльные пегматиты LCT-типа (специализированные на Li, Cs и Ta), к которым относятся сподуменовые пегматиты, широко представлены в восточной части страны, в основном, в провинции Нуристан (Benham, Coats, 2007). Существенный вклад в их открытие и последующее исследование внесли советские геологи в 70-е годы XX века. Однако комплексного геохронологического и минералого-геохимического исследования этих рудных объектов на современном уровне не проводилось. В данном сообщении представлены первые данные о возрасте (Rb-Sr метод, ID-TIMS) сподуменовых пегматитов месторождения Пашки, провинция Нуристан, являющегося типичным представителем LCT-пегматитов в этом регионе Афганистана.

Геологическая характеристика. Месторождение Пашки находится в пределах Парунского пегматитового поля, в горах на высоте от 3000 до 4300 м. Здесь на площади 2 × 3.5 км среди метаморфических пород кашмундской серии верхнего триаса – кристаллических сланцев, кварцито-песчаников и мраморизованных известняков – обнажена серия протяженных (до 1 км и более при мощности до нескольких десятков метров) крутопадающих пегматитовых тел северо-восточного простирания с богатой сподуменовой минерализацией. Состав рудоносных пегматитов указанного месторождения – кварц-сподумен-микроклин-альбитовый. В его пределах пегматиты представлены двумя сравнительно крупными телами: жилами № 1, № 3 и жильной зоной № 2, представляющей собой «сетчатое» сочленение множества разноориентированных жильных форм. Предварительно оцененные запасы месторождения до глубины 100 м составляют 127 000 т Li_2O (Benham, Coats, 2007).

Жила № 3, из верхней части которой была отобрана проба кварц-мусковит-плагиоклазового пегматита D-05-1 на датирование, имеет штокообразную форму и залегает преимущественно согласно вмещающим породам (тонкослоистым гранатовым и ставролитовым кварц-биотитовым сланцам). По простиранию она протягивается на 600 м, мощность от 2 до 8 м. Характерно широкое распространение сахаровидных агрегатов мелкокристаллического альбита. На участках с блоковой и пегматоидной структурой часто встречается турмалин (шерл), кристаллы которого достигают в длину 5 × 10 см. Кроме того, в верхней (головной) части жилы № 3 были отмечены крупные кристаллы прозрачного берилла (аквамарина нежно-голубого оттенка и гошенита), в ассоциации со сподуменом, микроклином, альбитом (клевеландитом), танталитом и полихромным турмалином (Скублов и др., 2024).

Методы исследования. Монофракции мусковита (Ms) и плагиоклаза (Pl) были выделены в минералогической лаборатории ИГГД РАН по стандартным методикам с применением электромагнитной сепарации и тяжелых жидкостей. Изотопный анализ Rb и Sr проводился на мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме (аналитик Е.С. Богомолов). Коррекция на изотопное фракционирование стронция производилась при помощи нормализации измеренных значений по отношению $^{88}Sr/^{86}Sr$ = 8.37521. Нормализованные отношения приводились к значению $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.71025 в международном изотопном стандарте NBS-987. Погрешность определения концентраций – 0.5 %. Построение изохронных зависимостей и вычисление возраста, а также первичного отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$

осуществлялось в программе ISOPLOT. При расчетах вводились следующие значения относительных погрешностей определения Rb-Sr данных: 0.5 % – для отношения $^{87}Rb/^{86}Sr$, 0.01 % – для отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$.

Результаты и их обсуждение. Полученные изотопно-геохимические данные (табл.) обращают на себя внимание крайне высоким содержанием Rb в валовой пробе (WR) пегматитов – 1682 ppm и, соответственно, высоким Rb/Sr отношением. В результате точка, отвечающая валу породы, находится на изохроне выше точки мусковита (рис.), что не типично для гранитоидов. Такие геохимические характеристики говорят о крайне высокой степени фракционированности пегматитового расплава.

Результаты Rb-Sr анализа пробы пегматитов D-05-1

Образец	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	2σ
WR	1682	2.556	2020.77	1.337401	69
Ms	1994	3.185	1917.58	1.311110	43
Pl	7.530	14.39	1.5156	0.730075	28

Rb-Sr диаграмма для пробы пегматитов D-05-1.
Размер фигуративных точек отвечает уровню 2σ

Высокое значение СКВО, равное 5.4, не позволяет считать полученный линейный тренд изохроной в строгом смысле этого термина. Однако рассчитанный возраст пегматитов 21.3 ± 1.8 млн лет можно рассматривать в качестве оценочного значения.

Ранее на территории Афганистана были выделены четыре главные стадии проявления магматизма (нижняя палеозойская – около 500 млн лет; триасовая – около 230 млн лет; меловая – около 100 млн лет; эоцен-олигоценовая – около 35 млн лет; Debon et al., 1987). При этом эоцен-олигоценовая стадия до сих пор остается наименее охарактеризованной в геохронологическом отношении. Если не рассматривать K-Ar метод, устаревший в методическом плане

и зачастую дающий некорректные результаты, то для гранитов комплекса Лагман и связанных с ними пегматитов имеется весьма ограниченное количество (не более 10) определений возраста Rb-Sr методом (Desio et al., 1964). Для гранитов значения возраста составляют интервал 31–33 млн лет, для пегматитов – 21–27 млн лет. Полученное в результате наших исследований определение возраста образования сподуменовых пегматитов месторождения Пашки около 21 млн лет согласуется с этими значениями.

Список литературы

Скублов С.Г., Хамдард Н., Иванов М.А. и др. Примесный состав берилла из сподуменовых пегматитов месторождения Пашки (провинция Нуристан, Афганистан) // Вестник геонаук. 2024. № 2. С. 46–50.

Benham A.J., Coats S. Minerals in Afghanistan: rare-metal deposits // Afghanistan Geological Survey website. 2007 (https://nora.nerc.ac.uk/id/eprint/10924).

Debon F., Afzali H., Le Fort P., Sonet J. Major intrusive stages in Afghanistan: typology, age and geodynamic setting // Geol. Rund. 1987. Vol. 76. P. 245–264.

Desio A., Tongiorgi E., Ferrara G. On the geological ages of some granites of the Karakoram-Hindukush and Badakhashan (Central Asia) // 22-nd Int. Geol. Congress. Proc. Section 11: Himalayan and Alpine Geology. New Delhi, 1964. P. 479–496.

Rossovskiy L.N., Chmyrev V.M., Salakh A.S. New fields and belts of rare-metal pegmatites in the Hindu Kush (Eastern Afghanistan) // Int. Geol. Rev. 1976. Vol. 18. P. 1339–1342.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ КОНГЛОМЕРАТОВ ВОРОНЬИХ ТУНДР

Хачатрян М.Г.

КНЦ РАН, khachatryanmariam51@gmail.com

Конгломераты раннего докембрия содержат максимальные известные на Земле запасы золота и урана (Кренделев, 1974). Кроме того, металлоносные конгломераты могут служить потенциальным промежуточным источником при формировании месторождений и рудопроявлений золота других генетических типов, как эпигенетических, так и россыпей.

Среди метаморфических толщ докембрия Кольского региона конгломераты распространены достаточно широко, они формировались в архее, палеопротерозое и в раннерифейское время. Но металлогеническая роль конгломератов региона на настоящее время остается слабоизученной (Волков и др., 2021).

Одной из важных геологических структур, где известны конгломераты архейского возраста, является шовная зона на границе Мурманского и Центрально-Кольского блоков, в пределах которой расположены зеленокаменные пояса Колмозеро-Воронья и Титовско-Урагубский. В поясе Колмозеро-Воронья конгломераты выявлены в составе лявозерской свиты в основании стратиграфического разреза пояса и в составе поросозерской серии (поросозерская и солдатмыльковская толщи) в верхней части его геологического разреза. Данные конгломераты будут рассмотрены в настоящем докладе.

Выходы конгломератов лявозерской свиты протягиваются от оз. Лявозеро на северо-западе до оз. Лице на юго-востоке, где были прослежены на расстояние около 20 км (Лунева, 1977). Мощность неоднородной по строению лявозерской конгломератовой пачки в районе гор Спорных составляет 60–70 м, в юго-восточном направлении (к югу от оз. Лице) она увеличивается до 150–180 м. Гальки неравномерно рассеяны в гнейсах, а также образуют линзовидные скопления мощностью 0.3–1.5 м при протяженности от 10–20 м на западе до 50–80 м на юго-востоке. Четкой границы между линзовидными скоплениями галек и окружающими гнейсами не наблюдается. Эти конгломератовые линзы располагаются либо одна над другой, либо кулисообразно и разделены между собой безгалечными пластами – песчаниками, реже гравелитами, превращенными в результате метаморфизма в гнейсы (Лунева, 1977). В районе Вороньих тундр линзы конгломератов в составе лявозерской свиты редкие и маломощные.

В породах поросозерской толщи на участке Вороньих тундр конгломераты залегают среди ставролит-гранат-биотитовых гнейсов в виде пластов и линз. Мощность конгломератовых тел от 1–1.5 до 3–5 м, протяженность составляет десятки метров. Сплошного горизонта конгломератовые пачки не образуют.

В пределах солдатмыльковской толщи цепочка линз конгломератов протягивается на десятки километров по простиранию. Конгломератовые пачки, представляющие собой переслаивание конгломератов и вмещающих гнейсов и сланцев, прослеживаются по простиранию толщи на 1–3 км при мощности 200–300 м. Мощность отдельных тел в изученных выходах обычно составляет 0.2–0.5 м, иногда 1.5–2 м, протяженность от нескольких метров до нескольких десятков метров, иногда 100–150 м (Лунева, 1977).

Сгруженность галек в изученных конгломератах невысокая, обычно менее 40 %, редко более 50 об. %. Судя по размеру галек, лишь 50 % конгломератов можно назвать мелкогалечными (со средним размером около 1.5 см), примерно 30 % следует отнести к гравелитам. Оставшаяся часть (20 %) по размеру обломочного материала является песчаником. Гальки в конгломератах поросозерской толщи бывают как хорошо окатанные, так и слабоокатанные, иногда с нечеткими границами. В солдатмыльковской толще форма галек весьма

разнообразна: около 75 % образцов имеют гальку сильно вытянутой формы, а в 25 % образцов гальки изометричные.

Среди конгломератов Вороньих тундр были выделены моно- и полимиктовые конгломераты. В мономиктовых конгломератах встречается обломочный материал только одного типа, в полимиктовых могут одновременно встречаться гальки трех и более типов. Обломочная составляющая конгломератов Вороньих тундр представлена следующими минеральными типами галек и гравия: кварц-кордиеритовые, хлорит-кварцевые, мусковит-кварцевые, мусковитовые, кварцевые.

Кварц-кордиеритовая галька состоит из кордиерита (65 об. %), кварца (30 %) и биотита (5 %), акцессорными минералами являются апатит, турмалин и хлорит. Первичное вещество гальки представляет, скорее всего, глинистый материал предположительно первоначального монтмориллонит-нонтронитого состава; при метаморфизме глинистые минералы были замещены кордиеритом.

В хлорит-кварцевых гальках содержание хлорита достигает 20 %.

В мусковитовой гальке больше половины объема составляет мусковит, его содержание может достигать 92 %. Мусковит образует тонкозернистый агрегат разноориентированных чешуек. Первичный состав мусковитовых галек, скорее всего, каолинитовый или кварц-каолинитовый.

Мусковит-кварцевая галька состоит из мусковита от 30 до 50 % и кварца (50–70 об. %). Размер чешуек мусковита составляет 0.02–0.04 мм, чешуйки разноориентированные.

В кварцевых гальках кварц занимает от 80 до 99 % объема гальки, размер зерен варьирует от 0.1 до 2 мм. Второстепенные и акцессорные минералы, представленные биотитом, мусковитом и плагиоклазом, составляют от 1 до 20 об. % галек.

Мусковитовые и кварц-кордиеритовые гальки, по всей видимости, называть «галькой» не совсем корректно, поскольку маловероятно их обломочное происхождение. Скорее всего, по первичной природе это глинистые стяжения, сложенные диагенетическими минералами, возникшими в результате перераспределения вещества в осадке.

Наполнитель конгломератов в большинстве случаев представлен различными биотитовыми гнейсами, реже двуслюдяными или биотитовыми сланцами. В образцах поросозерской толщи, отобранных на вершине г. Пеллапахк, биотитовый гнейс содержит минералы глинозема: андалузит, ставролит, кордиерит. Размер зерен наполнителя конгломератов сильно различается от тонкозернистого песчаника с размером зерен от 0.1 до 0.25 мм до среднезернистого – с размером зерен от 0.5 до 1 мм.

Для наполнителя конгломератов были рассчитаны гидролизатный, алюмокремневый, фемический, титановый, натриевый, калиевый, щелочной, железистый и плагиоклазовый модули и общая нормативная щелочность (Скляров, 2001). Полученные характеристики показывают, что петрохимические параметры цемента конгломератов близки к параметрам вмещающих конгломераты биотитовых гнейсов и двуслюдяных сланцев (согласно данным из: Белолипецкий и др., 1980).

Наполнитель конгломератов из солдатмыльковской толщи относится к аркозам. Пробы конгломератов поросозерской толщи по составу отвечают грауваккам. Все пробы, за исключением одной, отличающейся низким содержанием K_2O, лежат в пределах поля, занимаемого породами поросозерской и солдатмыльковской толщ.

Все изученные конгломераты были метаморфизованы, о чем свидетельствует:

1) Появление характерных для метаморфических пород минералов кордиерита, биотита и мусковита, граната, ставролита, андалузита, кианита. Метаморфические минералы вместе с кварцем и плагиоклазом замещают как материал наполнителя конгломератов, так и первичное глинистое вещество гальки.

2) Развитие хлорит-ставролитового тонкозернистого агрегата по кордиериту – рассматривается как проявление второго (раннепротерозойского) этапа регионального метаморфизма (Другова и др., 1982).

3) Рост порфиробластов граната, кордиерита и андалузита. Порфиробласты андалузита и кордиерита по размерам и форме могут быть очень похожими на гальку, что сильно затрудняет изучение конгломератов Вороньих тундр.

Во всех образцах конгломератов, отобранных в районе Вороньих тундр в северо-западной части пояса Колмозеро-Воронья, в качестве рудного минерала присутствует ильменит, содержание которого в цементе конгломератов составляет 1–5 об. %. Кроме того, в составе цемента во многих образцах отмечены зерна монацита с каймой радиогенного изменения.

Список литературы

Белолипецкий А.П., Гаскельберг В.Г., Гаскельберг Л.А. и др. Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 240 с.

Волков А.В., Галямов А.Л., Лаломов А.В. и др. Металлоносные конгломераты – потенциальные источники россыпей в Арктической зоне России // Арктика: экология и экономика. 2021. Т. 11, № 2. С. 232–243. DOI: 10.25283/2223-4594-2021-2-232-243.

Другова Г.М., Глебовицкий В.А., Дук В.Л. и др. Высокоградиентные режимы метаморфизма в развитии земной коры. Л.: Наука, 1982. 229 с.

Кренделев Ф.П. Металлоносные конгломераты мира. Новосибирск: Наука, 1974. 239 с.

Лунева О.И. Докембрийские конгломераты Кольского полуострова. М.: Наука, 1977. 229 с.

Скляров Е.В. Интерпретация геохимических данных. М.: Интермет инжиниринг, 2001. 287 с.

ИЗОТОПНАЯ Pb СИСТЕМАТИКА РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОВ И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ПОРОД ЭТЫКИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Хлыстун С.И.[1], Баданина Е.В.[1], Саватенков В.М.[2], Дерюшев А.К.[1]

[1] *Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, st097825@student.spbu.ru*
[2] *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург*

Введение. Восточное Забайкалье представляет собой уникальный регион по обилию различных типов месторождений – золота, урана, редких металлов (Li, Be, Ta, Nb, REE, W, Sn), полиметаллов. Регион имеет сложное строение – с запада на восток выделяются Даурский, Агинский, Аргунский террейны, что обусловлено закрытием Монголо-Охотского океана в мезозойский период. Выявление источников разных рудных компонентов для многочисленных генетических типов месторождений является важной геологической проблемой для данного региона. В настоящей работе проведены Pb-Pb-изотопные исследования для редкометалльных месторождений, связанных с плюмазитовыми гранитами.

Радиоактивный распад природных изотопов U с образованием Pb предоставляет две независимые геохронометрические системы. Реконструкция геологической истории Pb содержащих пород по изотопным показателям свинца является целью обособленной научной ветви – плюмботектоники (плюмбологии), обращенной на решение сложных задач геохимического поведения изотопов свинца в приложении к долгосрочной химической эволюции Земли при постоянной коммуникации между различными Pb содержащими системами коры и мантии.

Изучение Pb метеоритов позволило дать оценки изотопного состава Pb ранней Земли. На этих данных основан метод датирования момента отделения геологических систем от различных исходных резервуаров по соотношению радиогенных (206, 207, 208) и обычного (204) природных изотопов Pb.

К настоящему вермени опубликованы данные по Pb-изотопии для пород и руд Хангилайского рудного узла, включающего в себя Орловское Ta-месторождение Li-F гранитов и Спокойнинское W-месторождение мусковит-альбитовых гранитов и вмещающих их пород (Dolgopolova et al., 2004), расположенного в Агинском террейне. Нами выполнено исследование Pb-изотопии для руд и вмещающих пород Этыкинского массива амазонитовых Li-F гранитов, расположенного в Аргунском террейне.

Геологический очерк. Этыкинский массив амазонит-альбитовых танталоносных гранитов имеет площадь около 1 км^2, изометричную форму, прорывает толщи песчаников, аргиллитов и алевролитов нижнее-среднеюрского возраста. Восточный, западный и южный контакты с вмещающими породами крутые, северный же полого погружается под толщу осадочных пород. В восточном экзоконтакте вмещающие породы интенсивно ороговикованы и превращены в топаз-кварц-слюдяные Li-носные грейзены мощностью до 10–15 м, образуя месторождение «Li-залежь». Обнажающиеся в эрозионном срезе породы имеют четкую горизонтальную зональность: к контактам массива (в основном на его востоке) тяготеют остатки пород апикальной части, представленные мелкозернистыми амазонит-альбитовыми апогранитами с лепидолитом, характеризующимися промышленными содержаниями тантала. На северо-восточном контакте массива расположено кварц-топаз-жильное касситеритовое месторождение Старая Этыка (Бескин и др., 1994).

Материалы, методика. Для исследования были отобраны образцы вмещающих песчаников и алевролитов таменгинской, государевской и сивачинской свит из ареала гранитоидного массива. Собственно интрузия прорывает толщи нижнеюрской Сивачинской (J_1sv) (ранее «Онон-Борзинская») свиты морских отложений Онтангинской серии. Для изучения интрузивных пород были отобраны амазониты из Li-F гранитов, галенит и халькопирит. Для характеристики

кварцево-жильного оруденения проанализированы образцы сфалерита и халькопирита из месторождения Старая Этыка.

Изотопные характеристики свинца образцов Этыкинского месторождения и вмещающих пород определялись в изотопной лаборатории ИГГД РАН, Санкт-Петербург. С целью удаления продуктов вторичных изменений было проведено предварительное кислотное выщелачивание полевых шпатов, а затем изотопное исследование очищенного остатка по методике, описанной в (Овчинникова и др., 2009). Химическое выделение Pb, а также U из навесок проводились по стандартной методике на анионно-обменной смоле Bio-RadAG1-X8 в растворах кислот HBr и HCl (Manhes et al., 1984). Изотопный анализ Pb и U выполнялся на многоколлекторном масс-спектрометре Triton в режиме одновременной регистрации ионных токов исследуемых элементов с погрешностью внутри опыта 0.01 % (2σ). Изотопный состав Pb и U измерялся в одноленточном режиме на рениевых испарителях. Для измерений использовался силикатный эмиттер в смеси с H_3PO_4. Общий уровень лабораторного загрязнения Pb и U не превышал 0.1 и 0.01 нг, соответственно. Поправка изотопных отношений Pb на фракционирование проводилась по методике двойного изотопного разбавления с использованием трассера ^{235}U-^{204}Pb-^{207}Pb (Мельников, 2005). Основные предположения, лежащие в основе плюмботектоники, в основном принадлежат Доу и Зартману (Zartman, Doe, 1981), созданная модель глобальных химических сред по изотопным показателям неоднократно обновлялась внесением новых статистических данных и поправок.

Результаты, обсуждение. Для проведения сравнительного анализа изотопных характеристик Pb в редкометалльных гранитах и вмещающих их породах были построены графики двустадийной эволюционной модели Pb (Stacey, Kramers, 1975), на них размещены и сопоставлены с трендами эволюции типовые резервуары магм (рис.). Как видно из рисунка, полученные изотопные данные выявили сходство изотопных характеристик Pb в гранитах Этыкинского

Изотопный состав Pb в координатах $^{207}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$
(вертикальная – горизотальная, соответственно) вмещающих пород и гранитов Этыкинского, Тургинского и Хангилайского рудных узлов Восточного Забайкалья

массива и вмещающих породах. По Pb-изотопным параметрам наблюдается склонение к параметрам ювенильной составляющей верхнекорового источника. Факт близости Pb изотопных составов интрузии и вмещающих ее пород в совокупности с контрастной рудной специализацией внутри месторождений – Li, Ta-носные граниты и Sn-носные кварц-топазовые жилы – может свидетельствовать о преобладающем вкладе геодинамических обстановок складчатого пояса в процесс рудной специализации над вариацией источников расплавов.

Изотопные характеристики Pb в гранитах Этыкинского массива Li-F гранитов Аргунского террейна на диаграмме в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$ – $^{207}Pb/^{204}Pb$ расположены ниже поля составов юрских Au-рудных месторождений (Чугаев и др., 2013). Вероятно, в формировании редкометалльных гранитов мелового возраста большую роль играло вещество метасоматизированной литосферной мантии, тогда как Au-рудная минерализация предшествующего этапа формировалась при участии континентальной коры. Юрский этап в геологической истории региона отвечает постколлизионной обстановке, следующей за закрытием Монголо-Охотского палеоокеана. В раннемеловой период магматическая активность развивалась в обстановке рифтогенеза.

Выводы. Изотопные характеристики Pb в гранитах Этыкинского массива проявляют сходство с геохимическими характеристиками Pb в редкометалльных гранитах Хангилайского рудного узла, расположенных на Агинском террейне в Восточном Забайкалье, и отличаются от параметров деплетированной мантии.

Изотопные характеристики Pb в редкометалльных гранитах Этыкинского рудного узла, а также в других редкометалльных гранитах Восточного Забайкалья указывают на значительную роль вещества континентальной коры региона в их образовании.

Список литературы

Бескин С.М., Загорский В.Е., Кузнецова Л.Г. и др. Этыкинское редкометальное рудное поле в Восточном Забайкалье (Восточная Сибирь) // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36, № 4. С. 310–325.

Мельников Н.Н. Погрешности метода двойного изотопного разбавления при изотопном анализе обыкновенного свинца // Геохимия. 2005. Т. 28, № 5. С. 451–467.

Овчинникова Г.В.. Крылов Д.П., Козаков И.К. и др. Источники гранитоидов Тувино-Монгольского массива и его обрамления по данным изотопного состава свинца, неодима и кислорода // Петрология. 2009. Т. 17, № 6. С. 613–622.

Чугаев А.В., Чернышев И.В., Бортников Н.С. и др. Изотопно-свинцовые рудные провинции Восточного Забайкалья и их связь со структурами региона (по данным высокоточного MC-ICP-MS изучения изотопного состава Pb // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55, № 4. С. 282–294.

Dolgopolova A., Seltmann R., Kober B. et al. Geochemical characteristics and Pbisotope systematics of highly fractionated Li–F enrichedamazonite granites and related host rocks of the Orlovka-Spokoinoe mining district, Eastern Transbaikalia (Russia) // Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy. 2004. B 113 (1). P. 83–99.

Manhes G., Allegre C.J., Provost A. U-Th-Pb systematics of the eucrite “Juvinas”: precise age determination and evidence for exotic lead // Geochim. Cosmochim. Acta. 1984. Vol. 48, I.11. P. 2247–2264.

Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 26, N 2. P. 207–221.

Zartman R.E., Doe B.R. Plumbotectonics – the model // Tectonophysics. 1981. 75 (1–2). P. 135–162.

Robert E. Zartman et al. Lead isotope evolution during the multi-stage core formation // Solid Earth Sciences. 2022. Vol. 7, I.1. P. 50–59.

ИССЛЕДОВАНИЕ АНИЗОТРОПИИ ДИЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД В ДИАПАЗОНЕ ЧАСТОТ 25 ГЦ – 1 МГЦ

Цветков М.О.[1], Спирин О.В.[2]

[1] *Институт геологии Карельского научного центра РАН, mo.tsvet@mail.ru*
[2] *Петрозаводский государственный университет*

Введение. В настоящее время существует необходимость определения диэлектрической проницаемости (ДП) горных пород в георадарном диапазоне частот (от 10 МГц до 1 ГГц). Георадиолокация является широко используемым методом в области геофизической разведки и неразрушающем контроле инженерных сооружений (Zhang et al., 2001; Daniels, 2004), а также отличным инструментом для обнаружения дефектов, неоднородностей и других особенностей среды, в том числе натурального камня (Sambuelli et al., 2003). Для регистрации анизотропии методом георадиолокации требуется яркий контраст параметров диэлектрической проницаемости, поскольку параметры ДП влияют на степень отражения/поглощения электромагнитного сигнала (Финкельштейн и др., 1986). Параметры влажности, трещиноватости, пористости и текстурно-структурные особенности горных пород будут влиять на значения ДП и, соответственно, на качество картины отражений. Выбор методов измерений диэлектрической проницаемости определяется частотным диапазоном, а также физико-механическими свойствами материала. Так, на частотах от 100 Гц до 1 МГц применяют конденсаторный метод с использованием измерителей иммитанса – устройств для определения параметров комплексного сопротивления или комплексной проводимости электрической цепи. Исследуемый образец материала, в свою очередь, изготавливается в виде дисков, пластин или цилиндров (Родионова, 2016). Цель исследования заключалась в разработке способа измерения действительной и мнимой частей диэлектрической проницаемости горных пород (гранит, габбродолерит и мрамор) и его применении для получения сведений о процессах диэлектрической релаксации с учетом естественной анизотропии горных пород. Основное внимание в исследовании было уделено созданию надежного устройства для измерения действительной и мнимой частей диэлектрической проницаемости горных пород с использованием образцов, не требующих сложной лабораторной подготовки.

Методика исследований. Для проведения лабораторного эксперимента использовались следующие образцы горных пород: среднезернистый гранит, мелкозернистый габбродолерит и мрамор. Для изучения влияния ориентировки зерен на диэлектрическую проницаемость из каждого типа горных пород было изготовлено по три плоских образца размером 70 × 30 × 4 мм в трех перпендикулярных друг другу направлениях (X, Y, Z). На образцы наклеивался проводящий материал (медный скотч толщиной 0.06 мм) и припаивались медные проводники. В качестве измерительной установки использовался измеритель иммитанса «МНИПИ Е7-20». Проводились замеры модуля комплексного сопротивления (Z) и угла фазового сдвига комплексного сопротивления (φ) в диапазоне частот от 25 Гц до 1 МГц. Для расчета действительной и мнимой частей диэлектрической проницаемости использовались формулы (1) и (2), соответственно.

$$\varepsilon'(\omega) = \frac{-\sin(\phi(\omega))}{\omega Co|Z(\omega)|} \quad (1)$$

$$\varepsilon''(\omega) = \frac{\cos(\phi(\omega))}{\omega Co|Z(\omega)|} \quad (2),$$

где ω – циклическая частота, рад/с,

Co – геометрическая емкость, ед. изм. – Ф, рассчитанная как $Co = \frac{\varepsilon o S}{d}$,

где S – площадь поверхности образца, м^2,
d – толщина, м
ε_o – электрическая постоянная, равная $8.854 \cdot 10^{-12}$ Ф/м.
Также был рассчитан тангенс угла диэлектрических потерь по формуле (3).

$$tg(\delta) = \frac{\varepsilon''}{\varepsilon'} \quad (3)$$

Результаты. По результатам расчета действительной и мнимой частей диэлектрической проницаемости образцов горных пород, а также тангенса угла диэлектрических потерь построены графики, представленные на рисунке.

Графики зависимости действительной (ε'), мнимой (ε'') частей диэлектрической проницаемости и тангенса угла диэлектрических потерь (tg(δ)) для образца среднезернистого гранита (а), мелкозернистого габбродолерита (б) и мрамора (в) при различных ориентациях

На графиках видно, что на образцах из гранита (см. рис., а) наблюдается наибольшее изменение действительной и мнимой частей ДП, особенно в низкочастотной области. Данная особенность вызвана сложной структурой породы, состоящей из крупных зерен плагиоклаза и кварца и мелких зерен слюды. Образцы из габбродолерита (см. рис., б) имеют массивную текстуру и мелкозернистый состав, однако из-за ориентированности зерен также наблюдается влияние на действительную и мнимую части ДП, хотя и не настолько выраженно, как в случае с образцами из гранита. На образцах из мрамора (см. рис., в) практически отсутствует изменение действительной и мнимой частей ДП во всем диапазоне частот, а также наблюдается более стабильное поведение тангенса угла диэлектрических потерь, что говорит об изотропной текстуре без выраженной микроориентации.

Практически у всех образцов горных пород наблюдается сближение значений действительной и мнимой частей ДП в относительно высокочастотной области (1 МГц), однако у образца из гранита, ориентированного по оси X, наблюдается занижение действительной части ДП. Вызвано это, вероятно, сильным влиянием структуры породы.

Выводы. В ходе исследования было выявлено влияние минерального состава и текстурно-структурных особенностей образцов из гранита, габбродолерита и мрамора на значения действительной и мнимой частей диэлектрической проницаемости, что выражается в анизотропии электрофизических свойств, а также указывает на возможность их дисперсии и, как следствие, снижение однозначности определения ДП. Если рассматриваемая порода имеет сложную структуру, выраженную слоистость и другие особенности, связанные с измерением ДП, то следует ожидать значительных погрешностей.

Список литературы

Родионова О.В. Метод измерения комплексной диэлектрической проницаемости почвогрунтов в широкой полосе частот: Автореф. дис. … канд. физ.-мат. наук. Томск, 2016. 22 с.

Финкельштейн М.И., Кутев В.А., Золотарев В.П. Применение радиолокационного подповерхностного зондирования в инженерной геологии. М.: Недра, 1986. 128 с.

Daniels D. J. (ed.). Ground penetrating radar. T. 1. Iet, 2004.

Sambuelli L. et al. Laboratory determination of electric properties of ornamental stones in georadar high frequency band // 9th EAGE/EEGS Meeting. European Association of Geoscientists & Engineers, 2003. C. cp-52-00100.

Zhang J., Nakhkash M., Huang Y. Electromagnetic imaging of layered building materials // Measurement Science and Technology. 2001. T. 12, N 8. P. 1147.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛИНИСТО-КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ПОГРАНИЧНОГО СЕНОМАН-ТУРОНСКОГО УРОВНЯ ЮГО-ЗАПАДНОГО КРЫМА

Чеботарева В.А.[1, 2], Дубкова К.А.[1], Шишлов С.Б.[1], Кузнецов А.Б.[2]

[1] *Санкт-Петербургский государственный университет, vika.chebotaryowa@yandex.ru*
[2] *Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук*

Пограничные отложения сеномана и турона Юго-Западного Крыма отличаются повышенной глинистостью, присутствием прослоев, обогащенных органическим веществом (до 7–10 %), содержат примесь кварц-силикатных алевритовых и тонкопесчаных зерен. Этому интервалу посвящены многочисленные публикации. Интерес к нему в значительной степени связан с присутствием в прикровельной части сеномана так называемых «аксудеринских слоев» толщиной от 2 до 4 м. Их формирование связывают с глобальным бескислородным океаническим событием OAE 2, которое привлекает пристальное внимание палеоклиматологов в связи с поиском причин происходящего потепления.

Накопление аксудеринских слоев большинство специалистов связывает с трансгрессией позднего сеномана, которая привела к гумидизации климата и распреснению поверхностного слоя морской воды, что повлекло за собой ослабление перемешивания и возникновение дефицита кислорода у дна. Эти условия были благоприятны для сохранения в осадках органического вещества (Левитан и др., 2010) и частичного растворения карбонатов за счет снижения pH (Габдуллин, 2002).

Вместе с тем до настоящего времени остается нерешенным вопрос об источниках терригенного материала, который мог сноситься реками с Восточно-Европейской платформы или мобилизовался при разрушении вулканических островных дуг Понтид. Для прояснения этой проблемы выполнено геохимическое изучение образцов из обнажений оврага Аксу-Дере (обр. А-1, А-3 – верхний сеноман, аксудеринские слои; А-4, А5 – нижний турон) и г. Кременная (обр. Кр-1/1 – верхний сеноман, аксудеринские слои). Анализ химического состава проведен рентгенофлуоресцентным методом и масс-спектрометрическим с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS).

В исследованной выборке представлены породы трех литологических типов, идентифицированные со стандартными микрофациями (СМФ) Дж. Л. Уилсона.

1. Глины известковые, песчанистые и алевритистые, буровато-черные, содержащие более 0.2 % (до 8 %) тонкодисперсного органического вещества (обр. А-1). В карбонатно-глиняный микрит погружены редкие раковины планктонных фораминифер, полости которых заполняет органическое вещество, мелкий раковинный детрит, зерна кварца (до 30 %) алевритовой, реже песчаной (0.05–0.1 мм) размерности, чешуйки слюды, сульфиды, фосфатные фрагменты рыб, спикулы кремниевых губок и радиолярии. Присутствуют единичные мелкие ихнофоссилии. Многочисленные линзовидные (толщина до 0.05 мм, длина до 0.25 мм) скопления тонкодисперсного органического вещества намечают горизонтальную слойчатость. Эти породы, относящиеся к СМФ 1, накапливались ниже базиса волнений в застойных условиях дистальной области внешнего рампа. Здесь разложение органики происходило в анаэробных условиях, и ее значительная часть переходила в ископаемое состояние. Кислые иловые воды растворяли карбонаты, что повышало долю глины, алевритовых и песчаных частиц, биогенных кремниевых и фосфатных фрагментов.

2. Мергели алевритистые и песчанистые, серые и темно-серые, с горизонтальной слойчатостью (обр. А-3, А-5, Кр-1/1). В сильно глинистый карбонатный микрит погружены раковины планктонных, реже бентосных фораминифер, полости которых часто заполняет органическое вещество, фрагменты тонких карбонатных игл, и мелкий раковинный детрит. Обломки кварца алевритовой и песчаной размерности (0.005–0.25 мм) составляют от 5 до 10 % породы.

Присутствуют створки иноцерамов, чешуйки слюды, зерна глауконита, стяжения сульфидов, единичные ромбоэдры доломита, фосфатные фрагменты рыб, радиолярии, редкие ихнофоссилии. Такие породы, относящиеся к СМФ 3, формировались ниже базиса волнений в обстановках проксимальной области внешнего рампа. Кислорода здесь хватало для жизнедеятельности бентосных организмов и разложения органического вещества. Выделявшиеся при этом углекислый газ, сероводород и органические кислоты приводили к снижению pH иловых вод и частичному растворению кальцита. В результате в породах фиксируются низкое содержание органического вещества, повышенная доля терригенного материала, кремниевых и фосфатных органогенных фрагментов.

3. Тонкое линзовидно-полосчатое, часто интенсивно биотурбированное, чередование кальцитовых вакстоунов фораминиферовых глинистых серых и пакстоунов детритово-кальцисферово-фораминиферовых песчанистых (до 5 %) светло-серых (образец А-4). Присутствуют раковины планктонных и бентосных фораминифер, полости которых иногда заполнены опалом или органическим веществом; кальцисферы; фрагменты иноцерамов; иглы морских ежей диаметром до 0.05 мм; мелкий раковинный детрит; зерна кварца (1–15 %) алевритовой и песчаной размерности (0.005–0.1 мм), чешуйки слюды, глауконит, стяжения сульфидов, мелкие углефицированные фрагменты растений. Эти известняки СМФ 10 накапливались в переходной зоне среднего рампа между базисами штормовых и нормальных волнений. Штормовые волны сортировали осадки, формируя небольшие положительные формы, сложенные алевритовыми и псаммитовыми частицами. В разделяющих их депрессиях концентрировался пелитовый карбонатный и силикатный материал.

Геохимические особенности этих литотипов отражают петрохимические модули.

Общая нормативная щелочность (НМ+КМ)=(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3 изученных образцов лежит в пределах 0.22–0.27, что характеризует их как нормально-щелочные и позволяет предположить присутствие в составе терригенной составляющей примеси вулканогенного материала основного состава (Панова, Ахмедов, 2011). Значения индекса CIA (существенно меньшие 70 – порогового значения зрелости осадка) указывают на принадлежность к отложениям 1-го цикла переноса и на гумидные условия осадконакопления (Маслов и др., 2003). Низкие значения параметра Ti/Mn (1–6) подтверждают морской генезис осадков, что совпадает с литологическим анализом. Породы сеномана и турона существенно отличаются по соотношению Fe/Mn. Для верхнего сеномана (образцы А-1, А-3, Кр-1/1) значение этого параметра варьирует от 42 до 52, а для нижнего турона (образцы А-4, А-5) находится в пределах 6–10. Вероятно, это является следствием увеличения глубины осадконакопления на границе рассматриваемых ярусов (Панова, Ахмедов, 2011). На диаграмме K_2O/Na_2O – SiO_2 (Roser, Korsch, 1986) все образцы попадают в поле значений, характерных для океанических островных дуг. Это указывает на активное участие в формировании осадков вулканических туфов или продуктов разрушения пород основного состава (рис.).

Диаграмма K_2O/Na_2O – SiO_2 для терригенных пород (Roser, Korsch,1986)

На диаграмме Hf – La/Th фигуративные точки попадают в поле островных дуг андезитового состава. Наиболее известковые разности пород турона (А-4) ложатся на диаграмме ближе к полю осадков, сформированных за счет разрушения океанических островов и толеитовых базальтов. Полученные результаты показали, что образцы сеномана (А-1, А-3) попадают на диаграмме V – Ni – Th в поле основных пород, а на диаграмме (Roser, Korsch, 1988) – в поле средних пород. Образцы турона (А-4, А-5) попадают на диаграмме V – Ni – Th в поле пород, обогащенных кварцем, на диаграмме Roser-Korsch – в поле пород, обогащенных кремнеземом. Вероятно, это обусловлено большей степенью глинистости отложений сеномана.

Таким образом, результаты геохимического исследования пород трех литологических типов из разрезов оврага Аксу-Дере и г. Кременная показали, что источником терригенного материала при накоплении пограничного сеноман-туронского уровня Юго-Западного Крыма являлись продукты разрушения островных дуг или океанических островов, формировавшихся в это время в Понтидах (Никишин и др., 2009), к югу (в современных координатах) от рассматриваемого региона.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-27-00197, https://rscf.ru/project/24-27-00197/

Список литературы

Габдуллин Р.Р. Ритмичность верхнемеловых отложений Русской плиты, Северо-Западного Кавказа и Юго-Западного Крыма (строение, классификация, модели формирования). М.: МГУ, 2002. 304 с.

Левитан М.А. и др. Геохимия пограничных сеноман-туронских отложений Горного Крыма и Северо-Западного Кавказа // Геохимия. 2010. № 6. С. 570–591.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З. Литологические, литохимические и геохимические индикаторы палеоклимата (на примере рифея Южного Урала) // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 5. С. 427–446.

Никишин А.М., Алексеев А.С., Барабошкин Е.Ю. и др. Геологическая история Бахчисарайского района Горного Крыма в меловом периоде // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84, № 2. С. 83–93.

Панова Е.Г., Ахмедов А.М. Геохимические индикаторы генезиса терригенных пород. СПб: СПбГУ, 2011. С. 3–60.

Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 and K_2O/Na_2O ratio // Journal of Geology. 1986. Vol. 94. P. 635–650.

Roser B.P., Korsch R.J. Provenance signatures of Sandstone–Mudstone suites determined using discriminant function analysis of major element data // Chemical Geology. 1988. Vol. 67. P. 119–139.

СНОУГЕОХИМИЧЕСКАЯ СЪЕМКА КАК МЕТОД КОНТРОЛЯ ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРНОГО ВОЗДУХА

Чулкова Е.Б.[1], Зеленковский П.С.[1], Хохряков В.Р.[2]

[1] *Санкт-Петербургский государственный университет, chulkowa.ekaterina.b@gmail.com*
[2] *ФГБУ Национальный парк «Себежский»*

Введение. Степень загрязнения атмосферного воздуха относится к числу приоритетных факторов, влияющих на здоровье человека. Объемы выбросов вредных веществ в атмосферу непрерывно растут, что свидетельствует о необходимости и важности систематического изучения загрязнения атмосферного воздуха урбанизированных территорий. Но в то же время атмосфера – динамичная среда. Состав воздуха может изменяться во времени и пространстве. В условиях активной циркуляции атмосферы загрязняющие вещества подвергаются аэральному переносу. Они мигрируют на «условно чистые территории», где практически отсутствует постоянный источник загрязнения. В этих случаях такие выбросы практически невозможно отследить прямыми измерениями. Тогда для оценки загрязнения атмосферного воздуха используют косвенные методы, например, анализ химического состава таких депонирующих сред, как снежный покров или почвогрунты. Для мониторинга геохимического состояния среды в ООПТ метод удобен для отслеживания залповых выбросов на близлежащих территориях. Результаты анализа химического состава атмосферных осадков позволяют оценить не только вклад локальных источников выбросов, но и перенос этих примесей вместе с воздушными массами (Решетников и др., 2010).

Целью данной работы является оценка степени загрязнения атмосферы в пределах Себежского национального парка путем проведения сноугеохимической съемки.

Методы исследования. Отбор проб проводился согласно ГОСТ 17.1.5.05-85 «Охрана природы. Гидросфера. Общие требования к отбору проб поверхностных и морских вод, льда и атмосферных осадков» и РД 52.04.186-89 (Руководство по контролю загрязнения атмосферы). Пробы снежного покрова отбирались на маршрутах снегомерной съемки в конце периода его максимального накопления. Выбор площадок пробоотбора выполнялся в соответствии с розой ветров, рельефом и программой наблюдения национального парка. Кроме того, расположение точек определялось с учетом селитебной зоны города Себеж и инфраструктуры (рис.).

Карта-схема точек отбора проб и роза ветров

Отбор проб снега осуществлялся методом «конверта». Апробирование производилось на участке 1 × 1 м, пробы отбирались на всю мощность шурфа. Из отобранных проб составлялась сборная проба, весом не менее 2 кг, которая помещалась в емкость из химически стойкого полимерного материала и маркировалась (Янченко, 2020).

Для измерения плотности и высоты снежного покрова использовался весовой снегомер ВС-43 и снегомерная рейка. Образцы снега доставлялись в лабораторию СПбГУ, растапливались при комнатной температуре, затем определялся общий объем талых вод. Для количественной оценки твердого осадка и дальнейшего расчета пылевой нагрузки талые пробы снега фильтровались через бумажные обеззоленные фильтры «синяя лента», предварительно высушенные и взвешенные на аналитических весах. После этого фильтры озолялись в муфельной печи при температуре 450° на протяжении 4 часов и повторно взвешивались. Количество выпадающего со снегом твердого осадка характеризует запыленность территории, фильтрат талого снега отражает степень загрязнения воздушного бассейна наиболее растворимыми формами элементов, которые являются наиболее токсичными для растений и живых организмов (Опекунова и др., 2014).

В учебной лаборатории физико-химического анализа СПбГУ, согласно Приказу Росгидромета № 421 от 18 июля 2014 г. «О совершенствовании деятельности государственной сети наблюдений за химическим составом и кислотностью атмосферных осадков и снежного покрова», в талых водах были определены такие показатели, как сульфаты, хлориды, гидрокарбонаты, нитраты, аммоний, натрий, калий, кальций, магний, величина pH, минерализация, фосфаты. Показатели определялись титриметрическим методом, а также с помощью стационарных ионометра, фотометра и потенциометра.

Результаты исследования

Для оценки геохимической обстановки в рамках исследования было отобрано 7 проб снежного покрова на территории, охватывающей участки национального парка с различной степенью антропогенного влияния (рис.): точки располагались в селитебной зоне города Себеж и близлежащих населенных пунктах (точка 4), в районе экотропы «Зеленого квартала» (точки 1, 2 и 3), на территории туристической базы «Озерявки» (точка 7), в зоне лесопильного предприятия (точка 4) и на территориях, не подверженных антропогенному фактору (точки 5 и 6) (Зеленковский и др., 2016). Для всех исследуемых макрокомпонентов были определены минимальные и максимальные значения. Из-за отсутствия ПДК для снежного покрова значения сравнивались с найденными литературными данными и фоновыми значениями.

Обобщая полученные данные, можно сделать вывод, что в целом гидрохимический анализ не выявил значимых превышений концентраций макрокомпонентов в талых водах почти по всем измеряемым параметрам, исходя из чего можно сделать вывод о благоприятной экологической обстановке в национальном парке.

По итогам определения минерализации талых вод было установлено, что воды принадлежат к классу ультрапресных (Шебеста, Шалунова, 2019). Кроме того, были определены названия вод и составлена формула Курлова для каждой пробы. В основном воды гидрокарбонатные кальциевые.

Содержание сульфат-ионов в снежном покрове на опытных площадках варьируется от 0.647 до 3.621. На двух точках содержание сульфатов находится ниже предела обнаружения. Максимальное значение достигается на точке номер 1, располагающейся в «Зеленом квартале», что может быть связано с относительной близостью снегопункта к автодороге и рекреационным зонам парка. Однако максимальное значение на точке 1 также является несущественным превышением относительно литературных данных и значений, полученных на урбанизированных территориях (Решетников и др., 2010).

Наибольшие концентрации по нитратам зафиксированы на точках отбора 5, 6, 7. Все три точки располагаются на юге карты, откуда в данное время года преобладают ветра. Концентрации на данных станциях отбора равны 3.28 мг/л, 4.10 и 4.29 мг/л, соответственно. Опираясь

на литературные данные, за фоновые значения можно принять все те, что попадают в диапазон от 0.7 до 1.8 мг/л (Салтан, 2015; Моложникова и др., 2023). Четыре из семи точек отбора проб попадают в данный интервал. Концентрации двух точек соизмеримы с концентрациями проб снега, полученными авторами статей, работающими на урбанизированных территориях (Решетников и др., 2010; Моложникова и др., 2023).

Содержание хлоридов в снежном покрове на точках отбора сильно варьируется – наибольшие значения зафиксированы на точках 1, 5 и 6. Одна из этих точек находится у дороги, у парковки и входа в зону «Зеленого квартала», поэтому данное повышенное содержание (12.31 мг/л) может объясняться наличием хлоридов в составе антигололедного реагента. Две другие точки располагаются в зоне, не испытывающей антропогенной нагрузки в рамках ООПТ, но эти точки являются самыми южными на карте, поэтому концентрации предположительно связаны с аэральным переносом.

Остальные макрокомпоненты либо не превышают найденных литературных данных, либо находятся ниже предела обнаружения.

Содержание взвешенных частиц в талых водах снега на точках варьирует в пределах 0.0010 г/л – 0.0318 г/л. Сравнивая полученные результаты с литературными данными (0.03–0.08 г/л), заметим, что полученные попадают в данный диапазон (Пристова, Василевич, 2010).

Кроме того, с учетом снеговой экспозиции в Себежском национальном парке, которая составляет 80 дней, была подсчитана пылевая нагрузка на территорию по следующей формуле:

$$Pn = P /(S*t), \text{ мг / (м}^2 \times \text{сут)},$$

где P – масса пыли в пробе, S – площадь шурфа, t – время (в сутках), прошедшее с момента установления снежного покрова (Мовсесова и др., 2018).

По результатам вычислений делаем вывод о крайне низкой степени запыленности в Себежском национальном парке.

По результатам проделанной работы можно сделать следующие выводы:

1. Метод особенно удобен в условиях работы на урбанизированных территориях и территориях, испытывающих сильную антропогенную нагрузку. Для мониторинга геохимического состояния среды в ООПТ метод удобен для отслеживания залповых выбросов на близлежащих территориях.

2. Концентрации измеряемых гидрохимических показателей на территории национального парка «Себежский» не превышают найденных литературных данных по содержанию макрокомпонентов в талых водах, используемых в качестве опоры для сравнения, в связи с отсутствием ПДК для снега.

3. По результатам оценки пылевой нагрузки и гидрохимических показателей можно сделать вывод о благоприятной экологической обстановке в национальном парке. Территория может быть использована как фоновая при проведении геоэкологических исследований, связанных с изучением состояния атмосферы. Существенных закономерностей между концентрациями веществ на точках отбора не обнаружено. Такие показатели, как калий, аммоний, фосфаты, нитриты и натрий, оказались в концентрациях ниже предела обнаружения.

Список литературы

ГОСТ 17.1.5.05-85 «Охрана природы. Гидросфера. Общие требования к отбору проб поверхностных и морских вод, льда и атмосферных осадков».

Зеленковский П.С., Подлипский И.И., Хохряков В.Р. Проблемы регулирования деятельности хозяйствующих субъектов при разработке месторождений полезных ископаемых в границах особо охраняемых природных территорий // Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7. Геология. География. 2016. № 3. С. 60–74. DOI 10.21638/11701/spbu07.2016.305. – EDN XAYYRL.

Мовсесова В.В., Блужина А.С., Иваненко К.И., Степанян А.А. Определение уровня пылевой нагрузки на снежный покров в зоне влияния Урупского горно-обогатительного комбината // Наука. Инновации. Технологии. 2018. № 2.

Моложникова Е.В., Голобокова Л.П., Маринайте И.И. и др. Химический состав атмосферных выпадений на территории Байкальского государственного природного биосферного заповедника (восточное побережье Южного Байкала) // Метеорология и гидрология. 2023. № 4. С. 10–21. DOI 10.52002/0130-2906-2023-4-10-21. – EDN JSZMCY.

Опекунова М.Г., Арестова И.Ю., Елсукова Е.Ю., Шейнерман Н.А. Методы физико-химического анализа почв и растений: Методические указания. СПб: СПбГУ, 2014. 70 с.

Приказ Росгидромета № 421 от 18 июля 2014 г. «О совершенствовании деятельности государственной сети наблюдений за химическим составом и кислотностью атмосферных осадков и снежного покрова» (Приложение 2 к приказу Росгидромета от 18.07.2014 № 421 ПРОГРАММА работ государственной сети наблюдений за химическим составом и кислотностью снежного покрова).

Пристова Т.А., Василевич М.И. Химический состав снежного покрова в лесных экосистемах в зоне аэротехногенного влияния целлюлозно-бумажного производства (ЦБП) // Известия Самарского научного центра РАН. 2010. № 1–9.

РД 52.04.186-89 (руководство по контролю загрязнения атмосферы (часть II, п. 2.1, п. 2.2, п. 2.3)).

Решетников М.В., Гребенюк Л.В., Смирнова Т.Д. Результаты геохимической снеговой съемки локального участка территории Саратова // Известия Саратовского университета. Серия Науки о Земле. 2010. № 1.

Салтан Н.В., Шлапак Е.П., Жиров В.К. и др. Химический состав снега на урбанизированных территориях в условиях Крайнего Севера // Вестник МГТУ. 2015. № 2.

Шебеста А.А., Шалунова Е.П. Полевые экологические исследования подземных вод: Учебно-методическое пособие. СПб, 2019. 46 с.

Янченко Н.И. Практика отбора проб снежного покрова для химического анализа // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2020. Т. 331, № 12. С. 94–104.

КАЛИЕВЫЕ ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ РЯБИНОВОЕ КАК ПОТЕНЦИАЛЬНЫЙ ПОПУТНЫЙ КОМПОНЕНТ РУД

Шамсутдинов М.Д., Петров С.В.

Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, shamsutdinov.michail@yandex.ru

Введение. Золоторудное месторождение Рябиновое находится на территории Алданского муниципального района Республики Саха. Оно расположено на правобережье реки Якокит в 44 км к северо-востоку от г. Алдана. Месторождение Рябиновое относится к золото-меднопорфировому геолого-промышленному типу, золоторудная минерализация приурочена к метасоматически измененным эгирин-авгитовым щелочнополевошпатовым сиенитам, сиенит-порфирам и кварцевым сиенитам. В минеральном составе руды отмечается крайне высокое содержание калиевого полевого шпата – микроклина, среднее содержание которого составляет 67 мас. % (табл. 1). Вследствие этого руды характеризуются высокими содержаниями оксида калия (11–14.5 мас. %), а низкие концентрации оксида натрия (0.3–0.6 мас. %) приводят к высоким значениям калиевого модуля (К = 25–30).

В настоящее время на месторождении ведется добыча золота ПАО «Селигдар». Отходы обогащения руд месторождения могут являться потенциальным источником попутного получения полевошпатового сырья для стекольной и керамической промышленности: за счет высокого содержания микроклина (оксида калия), низкой концентрации натриевых минералов и как следствие – высокого калиевого модуля. Фактором, сильнее всего ухудшающим потенциал данных пород в качестве сырья, является содержание оксидов железа. В данной работе изучается форма нахождения железа в микроклине месторождения Рябиновое, а также возможность его использования в качестве источника полевошпатового сырья.

Таблица 1. Средний минеральный состав руд месторождения Рябиновое

Минералы	Мас. %
Кварц	9.0
Калиевый полевой шпат	67.0
Плагиоклаз	2.5
Карбонаты (анкерит, кальцит)	0.5
Пироксены, амфиболы	4.0
Мусковит	11.5
Пирит	2.0
Оксиды и гидроксиды железа	1.5
Остальные минералы	2.0
Сумма	100.0

Примечание. Остальные минералы – эпидот, барит, титанит, апатит, халькопирит, борнит, галенит, сфалерит, арсенопирит, самородное золото.

Материалы и методы исследования. Для исследования из отвалов пород, подготовленных для обогащения, было отобрано 14 выколок полевых шпатов, которые были визуально классифицированы по цвету на три группы: «розовые», «серые» и «черные». Группа «розовых» полевых шпатов состоит из 7 образцов, «серых» – из 4 образцов, «черных» – из 3 образцов. Для петрографической характеристики пород месторождения были отобраны образцы с разных участков месторождения. Всего было описано 8 шлифов, 5 – для пород с участка «Главный» и 3 – для пород с участка «Новый».

Петрографическое описание пород выполнено на поляризационном микроскопе Leica DM2500P. Определение количественного минерального состава пород в шлифах производилось методом стандартного препарата по Вахромееву (Вахромеев, 1956).

Химический состав образцов изучен с помощью рентгено-флюоресцентного анализа, применялся анализатор Olympus Innov-X Delta. Рентгено-флюоресцентный анализ относится к полуколичественным методам, для повышения точности определения применялись стандартные образцы СГ-1А (гранит альбитизированный), СДПС-3 (дерново-подзолистая супесчаная почва), СНК-2 (кобальто-никелевая руда) и СВТ-15 (колумбитово-ниобиевый концентрат).

Для установления локальными методами форм нахождения железа в полевых шпатах из каждой группы было отобрано по два образца с самым высоким содержанием железа. Анализ проводился в ресурсном центре «Геомодель» научного парка СПбГУ. Применялся метод энергодисперсионного анализа, использовался сканирующий электронный микроскоп Hitachi S-3400N.

Был проведен рентгеноструктурный анализ двух образцов «серой» группы для оценки степени изоморфного замещения Al^{3+} на Fe^{3+} в кристаллической решетке полевых шпатов. Данный анализ производился в ресурсном центре «Рентгенодифракционные методы исследования» научного парка СПбГУ. Для проведения съемки дифрактограммы образцы были переведены в порошковую форму при помощи кварцевой ступки, изготовление суспензии проводилось на спиртовой основе. Съемка дифрактограммы проходила на дифрактометре высокого разрешения Rigaku Ultima IV. Съемка выполнялась на медном катоде, в диапазоне 5–75°, со скоростью 1° в минуту.

Результаты исследования. В ходе петрографического изучения было выделено три типа пород: кварцевый сиенит, щелочной сиенит и серицитизированный сиенит. Кварцевый сиенит имеет следующий состав: полевой шпат – 75 %, кварц – 10 %, мусковит – 10 %, плагиоклаз – 5 %, гематит; текстура массивная, структура панидиоморфнозернистая и аллотриоморфнозернистая. Щелочной сиенит имеет следующий состав: полевой шпат – 65 %, щелочной клинопироксен – 25 %, мусковит – 7 %, кварц – 3 %, гематит; текстура массивная, структура панидиоморфнозернистая, пойкилитовая и аллотриоморфнозернистая. Серицитизированный сиенит имеет следующий средний состав: полевой шпат – 60 %, мусковит – 30 %, плагиоклаз – 5 %, кварц – 5 %; текстура массивная, структура панидиоморфнозернистая. Таким образом, кристаллы полевого шпата имеют идиоморфную форму и крупный размер (от 1 до 10–15 мм), однако в них часто встречаются включения других минералов – кварца, пироксенов, слюд, различных рудных минералов. Некоторые зерна подвержены вторичным изменениям – пелитизации и карбонатизации. В целом состав и структура пород благоприятна для выделения полевошпатового продукта.

По результатам рентгено-флюоресцентного анализа было выявлено два тренда поведения элементов: увеличение содержания Ca, Ba, Cu, Mn, Ti, V, Zn и уменьшение Rb, Sr от «черной» к «розовой» группе. Однако большинство элементов не имеет никаких трендов, и для них возможно лишь выделить группу с повышенными и пониженными содержаниями (табл. 2). Также по результатам RFXA анализа были выбраны образцы с наибольшим содержанием железа в каждой из групп.

Таблица 2. Повышенные и пониженные содержания элементов, характерные для групп полевых шпатов месторождения Рябиновое

Группа	Повышенное содержание	Пониженное содержание
«Черная»	Cl, Co, Rb, Sr	Ba, Cu, Ti, V, Zn
«Серая»	Mo	Ni, Pb, Sn, Ca, As, Fe
«Розовая»	Ca, Mn, As, Ba, Cu, Fe, Mn, Ni, Pb, S, Sn, Ti, V, Zn	Rb, Sr

Электронномикроскопические методы позволили установить формы вхождения основной лимитирующей примеси в полевошпатовых концентратах – минеральную (в виде мелких включений) и изоморфную. В результате обработки результатов электронно-зондового микроанализа для каждого из образцов были определены виды минеральных включений. В образце

1-1 («черный») были обнаружены микровключения следующих минералов: альбит, барит, гематит, кварц, эгирин; в образце 1-3 («черный») – барит, гематит, кварц, пирит; в образце 2-2 («серый») – альбит, барит, гематит, стронцианит, циркон, эгирин; в образце 2-3 («серый») – альбит, барит, гематит, стронцианит, эгирин; в образце 3-5 («розовый») – апатит, барит, галенит, гематит, кварц; в образце 3-1 («розовый») – альбит, барит, гематит, кварц.

В составах полевых шпатов из пород месторождения Рябиновое отмечается стабильное повышенное содержание железа. Предположительно это связано с изоморфным замещением Al^{3+} на Fe^{3+}. Считается, что повышенные содержания Fe^{3+} в щелочных полевых шпатах характерны, в частности, для щелочных сиенитов (Бокий и др., 2003). В «черной» группе содержание изоморфного железа составило 0.25 %; в «серой» – 0.07 %; в «розовой» – 0.69 %.

Кроме того, при изучении пород при помощи электронно-зондового микроанализа было обнаружено два вида пертитов: каплевидные и нитевидные (рис.). Предполагалось, что с их формой может быть связана степень замещения Al^{3+} на Fe^{3+}. Для анализа были выбраны образцы 2-2 и 2-3, как обладающие наиболее выраженными пертитами.

Изображение в обратно-рассеянных электронах «нитевидных» пертитов образца 2-2 (А);
изображение в обратно-рассеянных электронах «каплевидных» пертитов образца 2-3 (Б)

В ходе обработки дифрактограмм получено предположительное соотношение минеральных фаз в каждом из образцов. Установлено, что калиевые полевые шпаты представлены смесью минералов – микроклином и ортоклазом в разных соотношениях. Так, в образце 2-2 обнаружены ортоклаз (72.93 %), микроклин (24.58 %) и альбит (2.49 %), а в образце 2-3 – микроклин (57.59 %), ортоклаз (39.99 %), альбит (2.26 %). Определены параметры элементарной ячейки для каждой из минеральной фаз (табл. 3).

Таблица 3. Параметры элементарной ячейки полевых шпатов «серой» группы месторождения Рябиновое

	Образец 2-2			Образец 2-3		
	Ортоклаз	Микроклин	Альбит	Ортоклаз	Микроклин	Альбит
a, Å	8.5544	8.5944	8.1500	8.5485	8.5657	8.1410
b, Å	12.9855	12.9797	12.8045	13.0050	12.9845	12.8090
c, Å	7.2041	7.2139	7.1910	7.1838	7.1768	7.1596
α, °	90.0000	90.4660	94.5700	90.0000	90.8430	94.0200
β, °	115.7830	115.9620	117.0000	115.9730	115.4680	116.7470
γ, °	90.0000	88.2840	87.2800	90.0000	88.5660	87.9900
v, $Å^3$	720.6700	723.1900	666.5000	717.9800	720.4100	665.0000

Параметры элементарной ячейки изученного микроклина отличаются от параметров нежелезистого полевого шпата (Smith, Brown, 1988) и мало отличаются от параметров нежелезистого микроклина (Бокий и др., 2003), поэтому нельзя достоверно говорить о вхождении значительного количества железа в кристаллическую решетку полевого шпата.

Промышленное использование полевых шпатов. Главными направлениями использования полевошпатового сырья в народном хозяйстве является производство керамической и стекольной продукции. В стекольной промышленности полевошпатовое сырье применяется для ввода в состав шихты глинозема и щелочей, благодаря чему улучшаются механические свойства, повышается термическая и химическая стойкость стекла. В производстве керамической продукции полевые шпаты используются в качестве универсальных плавней (Хатьков, 2019). Элементный состав полевошпатового сырья для каждого из этих направлений регулируется государственными стандартами: ГОСТ 13451-77 «Материалы полевошпатовые и кварц-полевошпатовые для стекольной промышленности» и ГОСТ 7030-75 «Материалы полевошпатовые и кварц-полевошпатовые для тонкой керамики». В зависимости от степени соответствия требуемым параметрам полевошпатовое сырье подразделяется на марки, каждая из которых имеет свою область применения. Для установления пригодности сырья к промышленному использованию применяются следующие параметры – массовая доля оксида железа (Fe_2O_3), массовая доля оксида алюминия (Al_2O_3), массовая доля оксида кремния (SiO_2), массовая доля суммы оксидов кальция и магния ($CaO + MgO$), массовая доля оксидов щелочных металлов и сумма их оксидов ($K_2O + Na_2O$), соотношение оксидов щелочных металлов ($K_2O : Na_2O$). В результате обработки данных электронно-зондового микроанализа эти параметры были рассчитаны для образцов каждой из групп (табл. 4).

Таблица 4. Параметры полевых шпатов месторождения Рябиновое

Образец	Группа	Fe_2O_3, %	Al_2O_3, %	SiO_2, %	K_2O, %	Na_2O, %	CaO+MgO, %	K_2O+Na_2O, %	$K_2O:Na_2O$
1-1	«Черные»	0.53	18.47	67.62	6.94	6.58	0.00	13.52	1.06
1-3	«Черные»	0.18	15.90	67.38	13.43	0.33	0.00	13.76	41.04
2-2	«Серые»	0.16	18.25	65.85	7.60	5.63	0.00	13.23	1.35
2-3	«Серые»	0.05	18.22	66.08	7.85	5.50	0.00	13.35	1.43
3-1	«Розовые»	0.93	18.73	69.74	8.65	5.64	0.00	14.29	1.53
3-5	«Розовые»	1.04	17.33	64.86	15.65	0.38	0.00	16.04	40.90

В результате сопоставления характеристик образцов с государственными требованиями к полевошпатовому сырью для стекольной и керамической промышленности выяснилось, что требованиям к полевошпатовому сырью для производства электровакуумного и высокосортного стекла соответствуют образцы 2-2 и 2-3; для производства листового технического стекла – образцы 1-3, 2-2, 2-3; для производства технического стекла – образцы 1-1, 2-2, 2-3; для производства листового оконного стекла – образцы 1-3, 2-2, 2-3; для производства изделий из темнозеленого стекла и тарного стекла – образцы 1-1, 2-2, 2-3. Полевые шпаты образцов 1-3, 3-1, 3-5 подходят для производства полевошпатового сырья без определенной области применения. Для изготовления полевошпатового сырья для производства тонкой керамики не подходит ни один из изученных образцов.

Выводы. В полевых шпатах месторождения Рябиновое железо встречается в двух формах: в виде микровключений железистых минералов – пирит, эгирин и, вероятно, гематит; также предположительно установлена изоморфная примесь железа в структуре полевых шпатов. На основе анализа шести образцов оценена возможность производства полевошпатового сырья из пород месторождения. Два образца возможно использовать для производства электровакуумного и высокосортного технического стекла, технического стекла, листового технического

стекла, листового оконного стекла, изделий из темно-зеленого стекла и тарного стекла. Один образец возможно использовать для производства технического стекла, листового технического стекла, листового оконного стекла, изделий из темно-зеленого стекла и тарного стекла. Три образца невозможно использовать ни в одной из областей применения. Главным фактором, негативно влияющим на качество потенциального полевошпатового сырья, является слишком высокое содержание оксида железа (Fe_2O_3).

Список литературы

Бокий Г.Б., Боруцкий Б.Е., Мозгова Н.Н., Соколова М.Н. Минералы: Справочник. Т. V: Каркасные силикаты. Вып. 1: Силикаты с разорванными каркасами, полевые шпаты. М.: Наука, 2003. 583 с.

Вахромеев С.А. Руководство по минераграфии. Иркутск: Иркутский горнометаллургический институт, 1956. 264 с.

ГОСТ 13451-77 «Материалы полевошпатовые и кварц-полевошпатовые для стекольной промышленности».

ГОСТ 7030-2021 «Материалы полевошпатовые и кварц-полевошпатовые для тонкой керамики».

Smith J.V., Brown W.L. Feldspar minerals. Vol. 1: Crystal structures, chemical and microtextural properties. N.Y.: Springer, 1988. 828 p.

ЛОКАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА МЕТОДОМ ФУНКЦИЙ ПРИЕМНИКА

Шаповалов А.В., Гоев А.Г.

Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского РАН, reznichenkora@yandex.ru

Введение. Восточно-Европейская платформа (ВЕП) представляет собой массив докембрийской континентальной литосферы в восточной Европе, расположенный между каледонскими и байкальскими складчатыми сооружениями на севере, герцинидами на востоке и альпинидами на юго-западе. Она была образована в результате последовательного столкновения трех крупных, некогда независимых участков литосферы – Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии около 2.1–1.7 млрд лет назад (Bogdanova et al., 2006). В центре ВЕП коллизионная зона, частично перекрытая осадочным чехлом, границы которой при этом хорошо прослеживаются по выявленным на территории авлакогенам. Мегаблоки различаются по возрасту, генезису и тектонической структуре.

Мегаблок Сарматия, в свою очередь, можно разделить на несколько архейских провинций, существенно различающихся между собой. Возраст выделенных провинций колеблется между 3.75 и 2.7 млрд лет, более древние породы залегают на юго-западе, постепенно сменяясь более молодыми в северо-восточном направлении. В девонское время в результате рифтогенеза и формирования авлакогенов, в том числе Припятско-Днепровско-Донецкого, Сарматия была разделена на две части. В южной части находится Украинский щит, а в северной – Воронежский кристаллический массив (ВКМ). В пределах ВКМ выделяют три главных тектонических элемента (рис.) – мегаблок Курской магнитной аномалии (КМА), представленный гранито-гнейсовыми блоками архейской консолидации с явно выраженными компонентами поднятий и сдвигов, Хоперский, сложенный в большей степени породами Воронцовской серии, осложненный магматогенными образованиями, и Лосевскую шовную зону, представляющую собой активную континентальную окраину. Граничными признаками Лосевской шовной зоны служат степень метаморфизма и устойчивые ассоциативные признаки, достаточно уверенно распознаваемые в геофизических полях (Литосфера…, 2012).

Тектоническая схема эрозионного среза докембрия ВКМ (Лосицкий, Молотков, 1999). Выделены основные тектонические элементы. Треугольниками показаны широкополосные сейсмические станции на территории ВКМ. Красным выделены станции, данные которых анализируются в представленной работе

На ВЕП исследованиями внутренней тектоники в региональном масштабе активно занимались такие исследователи, как Щипанский А.А. (Щипанский и др., 2007), Богданова С.В. (Bogdanova et al., 2016), Чернышов Н.М. (Литосфера…, 2012) и другие. Достаточно хорошо изучены базовые элементы строения земной коры и тектонического расчленения, однако детали выделения и локальные структуры требуют существенного доизучения (см. рис.). Явно прослеживается нехватка изучения глубинного строения региона. Также наличие и активная разработка месторождений полезных ископаемых, например таких как железорудные месторождения КМА, являются предпосылками для детального изучения особенностей строения ВКМ.

Методика. На территории ВКМ, начиная с октября 2017 г., открыты и действуют две широкополосные сейсмические станции Единой геофизической службы РАН (ФИЦ ЕГС РАН) – «Сторожевое» (VSR) и «Новохоперск» (VRH). Сейсмические станции укомплектованы широкополосными сейсмическими датчиками СМ3-ОС с частотным диапазоном 0.02–50 Гц, а также отечественными регистраторами Ugra (Адушкин и др., 2024). Станции расположены в различных тектонических элементах ВКМ (Лосевская шовная зона и Хоперский блок), что позволяетт провести качественное сопоставление строения литосферы этих элементов. Для восстановления кинематического строения литосферы был использован метод функций приемника (RF), основанный на анализе данных обменных волн, сформировавшихся на контрастных сейсмических границах в районах мест установки сейсмических станций.

В процессе применения метода RF были использованы записи телесейсмических событий магнитуды более 5.5, находящиеся на эпицентральных расстояниях 40–100 градусов. Методика расчета индивидуальных функций приемника хорошо известна и подробно описана в работе (Винник, 2019). Метод подразделяется по типу анализируемых обменных волн на две составляющие: одна из них основана на исследовании волн P-S (PRF), а другая – на использовании волн S-P (SRF). Два типа волн используются вместе для получения всего спектра глубин.

Для решения обратной задачи использован метод Левенберга-Маркварда (Press et al., 2007). Было сгенерировано по 100 000 случайных начальных моделей, состоящих из тринадцати слоев, свободными параметрами в которых являлись: скорости поперечных волн, отношение скоростей продольной и поперечных волн, а также мощность каждого слоя. Для стабилизации инверсии скорости на глубине 300 км фиксировались на значениях согласно модели IASP91 (Kennett, Engdahl, 1991). Медианные модели по 1 % лучших минимизированных начальных моделей являлись искомыми решениями. Более подробно с процессом инверсии можно познакомиться в работе (Алешин, 2021).

Результаты. По результатам моделирования земная кора может быть представлена четырьмя слоями, что подтверждается проведенными ранее на этой территории исследованиями ГСЗ и МОВЗ, а также геологическими исследованиями Хоперского мегаблока. Определяется волновод с выраженной подошвой на глубине 30 км для станции VSR и 34 км для станции VRH. В таблице представлены исследуемые параметры.

Сравнительный анализ результатов, полученных в ходе различных исследований ВКМ

	Глубина границы Мохо, км	Мощность переходного слоя земная кора – мантия, км	Глубина переходного слоя, км	Глубина волновода, км
Полученные результаты (VSR)	42	–	39–46	20–30
Полученные результаты (VRH)	45	–	42–48	20–34
Профиль Купянск – Липецк (1968 г.)	39–43	–	–	–
Промышленные взрывы (1972–1991 гг.)	41–45	8–11	–	–
Проект «Астра» (1991 г.)	42–48	9–12	Две границы перехода (44 и 48 км)	20–30
Минц (1-ЕВ)	43	10	–	–

Выводы. Скоростное строение верхней мантии для двух полученных моделей существенно различается. Для станции VRH выявляется выраженный слой пониженных скоростей на глубинах около 110–150 км, который никак не проявляется в модели для станции VSR.

Выявленный слой маркирует mid-lithospheric discontinuity (MLD). Наличие этого слоя для различных регионов Земли на основе сейсмических данных впервые показано в работе (Thybo, Perchuć, 1997). MLD часто рассматривается как реологически слабый слой, который, по всей видимости, подстилает основные кратоны Земли и при этом может дополнительно повлиять на их стабильность. Глубина его залегания, мощность, а также сейсмические скорости в нем различаются для разных тектонических структур и зависят от геодинамических и тектонических процессов. Стоит обратить внимание, что для большинства регионов Земли этот слой определяется в диапазоне глубин 100–150 км (Hui-Ying Fu et al., 2022). К настоящему моменту не сформировалось единой модели, описывающей механизм формирования и природу MLD.

Поскольку ранее на сходных глубинах MLD выявлялся по данным постоянных станций MHV и OBN (Гоев и др., 2021), можно сделать вывод о его наличии и в литосфере Сарматии.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИДГ РАН (№ 122040400015-5).

Список литературы

Адушкин В.В., Гоев А.Г., Виноградов Ю.А., Шаповалов А.В. Литосфера Северо-Восточной части протократона Сарматия по новым сейсмологическим данным. 2024.

Алешин И.М. Построение решения обратной задачи по ансамблю моделей на примере инверсии приемных функций // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 496, № 1. С. 63–66.

Винник Л.П. Сейсмология приемных функций // Физика Земли. 2019. № 1. С. 16–27

Гоев А.Г., Санина И.А., Константиновская Н.Л. Особенности глубинного скоростного строения коллизионной зоны центральной части ВЕП по данным станций «Михнево» и «Обнинск» // Динамические процессы в геосферах. 2021. № 13. С. 81–89.

Литосфера воронежского кристаллического массива по геофизическим и петрофизическим данным / Гл. ред. член-корр. РАН Н.М. Чернышов. Воронеж, 2012. 330 с.

Лосицкий В.И., Молотков С.П. Окончательный отчет по теме 34-94-51/1 «Изучение особенностей геологического строения и металлогении Воронежского кристаллического массива с целью составления прогнозно-металлогенических карт м-ба 1 : 500 000 за 1991–1999 гг.». Воронеж. 1999.

Трегуб А.И., Надежка Л.И., Ежова И.Т. Корреляционная модель основных границ в разрезе литосферы присводовой части Воронежской антеклизы // Вестник ВГУ. Серия Геология. 2018. № 1.

Щипанский А.А. и др. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. № 1. С. 43–70.

Bogdanova S. et al. EUROBRIDGE: New insight into the geodynamic evolution of the East European Craton // European Litosphere Dynamics. 2006. Vol. 32. P. 599–628.

Bogdanova S.V., Gorbatschev R., Garetsky R.G. Europe/East-European Craton // Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Elsevier, 2016. P. 1–18.

Hui-Ying Fu et al. Continental mid-lithosphere discontinuity: A water collector during craton evolution // Geophysical Research Letters. 2022. Vol. 49, e2022GL101569.

Kennett B.L.N., Engdahl E.R. Traveltimes for global earthquake location and phase identification // Geophys. J. Int. 1991. Vol. 105. P. 429–465.

Press W.H., Teukolsky S.A., Vetterling W.T., Flannery B.P. Numerical Recipes. 3rd Edition: The Art of Scientific Computing. Cambridge University Press. New York. 2007.

Thybo H., Perchuć E. The seismic 8° discontinuity and partial melting in continental mantle // Science. 1997. Vol. 275. P. 1626–1629.

ОЦЕНКА ВОСПРОИЗВОДИМОСТИ СПОСОБА ПОЛУЧЕНИЯ НАНОЧАСТИЦ КВАРЦА ИЗ ШУНГИТОВЫХ ПОРОД

Шарпарь Н.Д.[1, 2], Рожкова Н.Н.[1]

[1] *Институт геологии Карельского научного центра РАН, sharpar99@mail.ru*
[2] *Физико-технический институт Петрозаводского государственного университета*

Введение. С развитием нанотехнологий кварц стал очень востребован во многих отраслях науки и техники. Наночастицы кварца являются перспективным материалом для оптики (Hsin-Yi Peng et al., 2022) и медицины (Pei Feng et al., 2022). Кроме того, в недавнем исследовании (Wenning Zhou et al., 2024) было показано, что модифицированные наночастицы кварца при попадании на границу раздела нефть – вода увеличивают коэффициент извлечения нефти, что повышает эффективность добычи нефти.

В ИГ КарНЦ РАН был разработан экологически безопасный способ получения наночастиц кварца в водных дисперсиях (Рожкова и др., 2022). Наночастицы были изучены различными методами в дисперсии и пленках (Шарпарь и др., 2023). Но любое применение данного способа требует масштабирования и воспроизводимости состава, структуры и свойств материала (наноразмерного кварца). В данной работе мы сравним результаты нашего исследования двух образцов с результатами, полученными ранее, чтобы проверить воспроизводимость результатов данного способа.

Материалы. Объектом исследования являются два образца кварца из шунгитовых пород Максовского месторождения (Q1 и Q2). Образец Q1 был отобран из прожилка в брекчированном шунгите и имеет серую окраску. Образец Q2 – молочно-белый кварц, отобранный из крупной жилы, секущей шунгитовую толщу. Фотографии исходных образцов представлены на рисунке 1. Из этих образцов при помощи запатентованной методики (Рожкова и др., 2022) были получены наночастицы кварца в водных дисперсиях. Из этих дисперсий капельным методом при конденсации на стеклянных подложках получили пленки (Q1 и Q2, соответственно). В качестве объекта сравнения исследован образец, исследованный ранее (Шарпарь и др., 2023).

Рис. 1. Фотографии образцов кварца из шунгитовых пород Максовского месторождения

Методы. При помощи рентгенофазового анализа (РФА) определили фазовый состав измельченных до порошкового состояния образцов. Рентгенографирование выполнялось на

автоматическом дифрактометре ARL X'TRA (Thermo Fisher Scientific) в интервале углов 2θ = 5–75° с шагом 0.02° на CuKa излучении.

Методом спектроскопии комбинационного рассеяния света (КРС) оценили состав и структуру полученных пленок. Спектры получены на дисперсионном спектрометре Nicolet Almega XR (Thermo Scientific), снабженном микроскопом Olympus серии BX. Ширина спектрального окна 350–3500 см$^{-1}$, длина волны излучения 532 нм. Обработка спектров проводилась с использованием программного комплекса Omnic.

Методом сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) изучена морфология полученных кварцевых частиц. Исследование проводилось на сканирующем электронном микроскопе VEGA 11 LSH (Tescan) с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350.

Результаты. Результаты качественного фазового анализа показали, что исследуемые образцы являются однофазными и представляют собой α-кварц.

На рисунке 2 представлены спектры КРС исследуемых образцов кварца. Согласно полученным спектрам КРС, основным компонентом является кристаллический α-кварц, о чем свидетельствует пик на частоте 466 см$^{-1}$. Кроме того, на спектрах также присутствуют пики в области частот 1330 и 1590 см$^{-1}$, относящиеся к характеристическим пикам (D и G) углеродистого вещества. Также присутствует пик на частоте 1100 см$^{-1}$.

Рис. 2. Спектры КРС пленок из водных дисперсий наночастиц кварца шунгитовых пород и их изображения: 1 – Q1, 2 – Q2, 3 – кварц, исследованный ранее

Отношение интенсивностей D- и G-пиков (ID/IG) позволяет охарактеризовать степень упорядоченности углерода. Данное соотношение меньше 1 для всех образцов (Q1 – 0,48, Q2 – 0,64, исследуемый ранее – 0,86), что говорит об упорядоченности углерода кварца.

При помощи СЭМ получены изображения частиц образцов кварца (рис. 3), позволившие охарактеризовать форму и размеры частиц.

Рис. 3. Электронно-микроскопические снимки частиц кварца в исследуемых образцах: 1 – Q1, 2 – Q2

Из полученных изображений видно, что в большинстве случаев частицы кварца представлены угловатыми агрегатами размером до 5 мкм. Среди них присутствуют отдельные частицы размером около 100 нм. Размеры частиц, полученных в настоящем эксперименте, соответствуют размерам кварцевых частиц, полученных ранее.

Выводы. Все исследованные образцы представляют собой α-кварц, что подтверждают результаты РФА и КРС. По данным КРС в структуре всех образцов присутствует пленочный углерод. На снимках, полученных при помощи СЭМ, видно, что частицы всех образцов образуют похожие по форме и размеру агрегаты и имеют близкий размер отдельных частиц. Это значит, что способ, разработанный в ИГ КарНЦ РАН, позволяет получать наночастицы кварца с воспроизводимыми характеристиками из внешне различающихся образцов кварца шунгитовых пород Максовского месторождения.

Работа выполнена в рамках реализации Программы поддержки НИОКР студентов, аспирантов и лиц, имеющих ученую степень, финансируемой Правительством Республики Карелия, и в рамках Госзадания КарНЦ РАН FWME-0222-2019-0065.

Список литературы

Рожкова Н.Н., Ригаева Ю.Л., Рожков С.С., Ковальчук А.А. Наноразмерный кварц и способ его получения: Патент РФ № 2778691. Бюл. 2022. № 24.

Шарпарь Н.Д., Ковальчук А.А., Горюнов А.С. и др. Исследование наноразмерного кварца шунгитовых пород // Оптический журнал. 2023. Т. 90, № 9. http://doi.org/10.17586/1023-5086-2023-90-09-00-00.

Hsin-Yi Peng, Yi-An Wei, Young-Chou Hsu et al. Complex optical properties of polymeric composite materials mixed with quartz powder and investigated by THz time-domain spectroscopy // Optical Materials Express. 2022. N 1. P. 22–33.

Pei Feng, Jiye Jia, Shuping Peng et al. Transcrystalline growth of PLLA on carbon fiber grafted with nano-SiO_2 towards boosting interfacial bonding in bone scaffold // Biomaterials Research. 2022. N 26.

Wenning Zhou, Xibo Tang, Xunliang Liu et al. Interfacial behaviors and oil detachment mechanisms by modified silica nanoparticles: Insights from molecular simulations // The Journal of Physical Chemistry. 2024. N 128 (12). C. 2985–2994. DOI: 10.1021/acs.jpcb.3c07697.

ОЦЕНКА УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОВ В ГРАНУЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ ЛАПЛАНДСКО-КОЛЬСКОГО ОРОГЕНА: РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ГОЛУБОГО КВАРЦА И ЦИРКОНА В ГРАНИТАХ о. ОЗЕРЧАНКА ПОРЬЕЙ ГУБЫ

Ширяева П.В.[1], Самсонов А.В.[2, 3], Ерофеева К.Г.[1, 2, 3], Степанова А.В.[2], Максимов О.А.[2], Жиличева О.Е.[3]

[1] *Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе, polsha0000000@gmail.com*
[2] *Институт геологии Карельского научного центра РАН*
[3] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН*

Лапландско-Кольский ороген (ЛКО) – крупная тектоническая структура восточной Фенноскандии, сформированная на месте океанического бассейна в конце палеопротерозоя при коллизии архейских континентальных блоков. Строение ЛКО определяется чередованием пологопадающих пластин различных по составу пород, которые метаморфизованы в условиях амфиболитовой и гранулитовой фации и рассматриваются как пакет синколлизионных тектонических покровов (Daly et al., 2006).

Отличительной особенностью ядра ЛКО в районе Порьей губы является присутствие в тектонических покровах гнейсовидных гранитов с зернами и линзочками опалесцирующего голубого кварца. Эти граниты по данным предшественников обладают ярко выраженными анорогенными геохимическими характеристиками (Терехов, Левицкий, 1995), датированы возрастом 2.29 млрд лет (Каулина, Богданова, 2000) и рассматриваются как сильно деформированные А-граниты, связанные с этапом рифтогенеза архейской коры Беломорского блока (Daly et al., 2006). В нашем докладе представлены результаты изучения природы голубой окраски кварца этих гранитов, отобранных на острове Озерчанка в Порьей губе Белого моря. Изученные граниты слагают хорошо обособленные пластовые тела среди полосчатых гранулитов кислого и основного составов. Тела варьируют по мощности от 0.4 до 1.5 м при прослеженной протяженности ~1 км. Границы тел гранитов в большинстве случаев согласны полосчатости вмещающих гранулитов. Установленный на одном участке секущий контакт гранитов по отношению к полосчатости вмещающих гранулитов просекается сквозной гнейсовидностью.

Граниты среднезернистые, рыжевато-красного цвета с гнейсовидной текстурой, сложены полевыми шпатами (микроклин ~25–35 %, плагиоклаз ~20–30 %), кварцем (~25–35 %) и биотитом (~7–5 %). Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом.

По химическому составу изученные образцы отвечают K-Na гранодиоритам и граносиенитам. Их отличительными геохимическими особенностями являются высокие концентрации TiO_2 (около 1.2 мас. %) и Zr (от 910 до 1270 г/т). Эти характеристики сближают рассматриваемые образцы с изученными ранее пластовыми гранитами А-типа (Терехов, Левицкий, 1995).

Кварц формирует отдельные зерна неправильной формы размером до 0.2 мм, линзовидные обособления размером до 3 см по удлинению, встречается в виде округлых включений в биотите, в краевых частях крупных зерен полевых шпатов формирует мирмекитовые сростки. В отдельных зернах и линзовидных обособлениях кварца отмечается большое количество включений, которые можно подразделить на два типа: (1) единичные неориентированные включения округлой формы размером до 30 мкм рудных минералов (сфалерит, пирит, халькопирит) и силикатов (полевой шпат, биотит, амфибол); (2) ориентированные включения игольчатой формы толщиной менее 3 мкм при длине часто >30 мкм, формирующие решеткоподобные структуры в минерале-хозяине. Ввиду маленького размера включений второго

типа идентификация их состава затруднительна с использованием методов электронной и РАМАНовской микроскопии – при попытке определения состава включения происходит захват кварцевой матрицы (до 98 % мас. SiO_2). В то же время единичные спектры показывают в измеренных составах до 10 % TiO_2, позволяя предполагать рутил (сагенит) в качестве включения в кварце.

Для определения температуры кристаллизации кварца (до формирования структур распада кварц+сагенит) и циркона из гранитного расплава в двух образцах гранитов из двух пластообразных тел разной мощности было проведено измерение содержаний Ti в кварце и цирконе методом LA-ICP-MS.

В мощном теле (~1.5 м) гранитов в кварце фиксируется обилие ориентированных игольчатых включений. Катодолюминесцентные изображения кварца характеризуются однородным ярко-голубым свечением. Содержание Ti в зернах варьирует от 246 до 295 г/т, что соответствует температуре ~880 ± 5 °C (Wark, Watson, 2006) и давлению 5.8 ± 0.2 кбар (Zhang et al., 2020). В маломощном (~0.4 м) теле гранитов, секущемся поздней жилой гранитных пегматитов, кварц содержит единичные игольчатые включения, редко формирующие решеткоподобные структуры. В катодолюминесцентных лучах зерна кварца обладают тусклым синеватым свечением, более выраженным в центральной части; к краям свечение становится темно-коричневым. Преобладающее значение содержаний Ti в зернах составляет от 34 до 47 г/т, реже 155–208 г/т, что соответствует температуре и давлению ~653 ± 5 °C и ~7.7 ± 0.2 кбар и ~820 ± 5 °C и 6.2 ± 0.2 кбар (Wark, Watson, 2006), соответственно.

Циркон в гранитах двух разных по мощности тел обладает близкой морфологией, формируя зерна коротко-, реже длиннопризматической и эллипсовидной формы со сглаженными ребрами и гранями. Внутреннее строение зерен характеризуется смазанной осцилляторной зональностью, реже однородно; зерна окружены светлыми в катодолюминесценции каймами. Содержание Ti в цирконе из мощного и маломощного гранитных тел близко и составляет 13–17 г/т и 14–18 г/т, соответственно, что соответствует температурам ~776 ±10 °C и ~789 ± 10 °C (Watson et al., 2006).

Помимо расчета температуры «Ti-in-zircon», можно использовать состав всей породы для определения температуры, при которой расплав достиг бы насыщения циркона. Диапазон температур, при которых гранитные расплавы достигали насыщения, составляет 890–933 °C, определялся с использованием уравнения (Borisov, Aranovich, 2019).

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы:

(1) Голубая природа окраски кварца, как и его ярко-голубое свечение в катодолюминесцентных лучах, связана с пересыщением кварца титаном вплоть до формирования собственной титановой фазы – рутила.

(2) На основании трех независимых геотермометров установлено, что гранитный расплав был высокотемпературным, что подтверждает анорогенную природу изученных пород, а его кристаллизация должна была происходить при давлениях 5.8–7.2 кбар. Учитывая *HP* метаморфизм вмещающих гранулитов (~8.7–11 кбар, ~800–900 °C (Бушмин и др., 2020)), можно предположить, что граниты внедрялись позже этого метаморфического эпизода.

Благодарности. Геологический материал собран на территории Кандалакшского государственного природного заповедника при поддержке и помощи его руководства и сотрудников.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РНФ 23-17-00260.

Список литературы

Бушмин С.А., Вапник Е.А., Иванов М.В. и др. Флюиды гранулитов высоких давлений // Петрология. 2020. Т. 28, № 1. С. 23–54.

Каулина Т.В., Богданова М.Н. Основные этапы развития северо-западного Беломорья (по U-Pb изотопным данным) // Літасфера. 2000. № 12. С. 85–97.

Терехов Е.Н., Левицкий В.И. Субщелочные граниты основания Лапландских гранулитовых покровов как геохимические аналоги гранитов рапакиви // Геохимия. 1995. № 2. С. 174–188.

Borisov A., Aranovich L. Zircon solubility in silicate melts: New experiments and probability of zircon crystallization in deeply evolved basic melts // Chemical Geol. 2019. Vol. 510. P. 103–112.

Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J. The Lapland-Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian litosphere // Gee D.G., Stephenson R.A. (eds.). European lithosphere dynamics. Geological Society, London, Memoirs, 2006. Vol. 32. P. 579–598.

Wark D.A., Watson E.B. TitaniQ: a titanium-in-quartz geothermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. Vol. 152. P. 743–754.

Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. Vol. 151. P. 413–433.

Zhang C., Li X., Almeev R.R. et al. Ti-in-quartz thermobarometry and TiO_2 solubility in rhyolitic melts: New experiments and parametrization // Earth and Planetary Science Letters. 2020. Vol. 538. 1162132020.

АКЦЕССОРНОЕ САМОРОДНОЕ СЕРЕБРО ИЗ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ХРОМИТИТОВ ВОЙКАРО-СЫНЬИНСКОГО МАССИВА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ, РОССИЯ)

Юричев А.Н.

Томский государственный университет, juratur@yandex.ru

Находки самородного серебра в хромититах офиолитовых ультрамафитовых комплексов мира относительно редки. Последнее обстоятельство, очевидно, обусловлено сложностью их поиска и последующего химического анализа по причине микроскопических размеров включений (первые микроны, значительно реже – до 20 мкм) и незначительных концентраций в породе.

К настоящему времени известно всего три сообщения о находках самородного серебра в хромитовых рудах реститовых ультрамафитов Урала. Первая находка была сделана Ю.А. Волченко в сульфидном концентрате хромитовой руды Центрального месторождения массива Рай-Из (Полярный Урал) (Строение…, 1990). Однако сведения о составе самородного серебра автором приведены только качественно, очевидно, из-за малых размеров обнаруженных включений и ограничений аппаратной диагностики. В качестве главной изоморфной примеси в таком серебре отмечена Cu (до 3 мас. %). Вторая единичная находка минерала в аншлифе сплошной хромитовой руды из массива Рай-Из была сделана А.Б. Макеевым (Макеев, 1992). Согласно приведенным им анализам главными изоморфными примесями проанализированного серебра являются Cu, Cr и Fe, а в следовых количествах обнаружены Pt, Os, Pd и Ir (в сумме до 0.2 мас. %). Последнее сообщение о находках самородного серебра в хромититах месторождения Алмаз-Жемчужина Кемпирсайского массива (Южный Урал) ранее сделано автором настоящей работы (Юричев, 2019). В химическом составе такого серебра обнаружены Zn (до 0.8 мас. %), Pd (1.0 мас. %) и Cr (до 0.3 мас. %).

В процессе настоящего изучения вещественного состава акцессорной рудной минерализации в хромититах Войкаро-Сыньинского ультрамафитового массива Полярного Урала (Перевозчиков и др., 2000; Гурская и др., 2004; Никольская и др., 2021) методом рентгеноспектрального микроанализа на электронном сканирующем микроскопе Tescan Mira 3 LMU автором были диагностированы микроскопические включения самородного серебра. При этом минерал отмечен только в составе высокоглиноземистых ($Al_2O_3 \approx 26–30$ мас. %, $Cr_2O_3 \approx 39–44$ мас. %) хромититов гарцбургитового структурно-вещественного комплекса массива. В высокохромистых ($Al_2O_3 \approx 11–13$ мас. %, $Cr_2O_3 \approx 56–58$ мас. %) хромититах дунит-гарцбургитового комплекса и высокохромистых хромититах повышенной железистости дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового («полосчатого») комплекса он не обнаружен.

Самородное серебро наблюдается в виде обособленных сгустковидных включений пластинчатой формы преимущественно в зернах хромшпинелида, значительно реже – в периферийных частях таких зерен на границе с серпентиновым агрегатом, заполняющим интерстиции (рис.). Размер таких включений изменяется от 4 до 20 мкм. В химическом составе минерала постоянно обнаруживается примесь Pd (до 1.2 мас. %). В отношении других химических элементов проанализированное серебро является полностью «стерильным» (табл.).

Постоянное присутствие в химическом составе серебра нетипичной для данного минерала незначительной примеси палладия автор склонен связывать с изоморфным замещением, что объясняется выдержанным содержанием элемента внутри крупных зерен серебра. При этом, очевидно, последний входил в состав минерала-«буфера» при его кристаллизации в процессе наложенного низкотемпературного преобразования (гидратации) исходных хромититов и вмещающих их ультраосновных пород. Последнее обстоятельство подтверждается активно проявленной серпентинизацией, а также наличием краевых кайм замещения (с повышенным магнетитовым миналом) по зернам хромшпинелидов.

Микрофотографии самородного серебра в хромитовой матрице
из высокоглиноземистых хромититов Войкаро-Сыньинского массива,
в режиме обратно-рассеянных электронов (BSE)

Химический состав самородного серебра из высокоглиноземистых хромититов Войкаро-Сыньинского ультрамафитового массива, мас. %

№ п/п	Образец	Ag	Pd	Сумма	Формула
1	X-1507/21-191	98.55	1.03	99.58	$Ag_{0.99}Pd_{0.01}$
2	X-1507/21-192	98.75	1.07	99.82	$Ag_{0.99}Pd_{0.01}$
3	X-1507/21-193	99.12	1.12	100.24	$Ag_{0.99}Pd_{0.01}$
4	X-1507/21-196	98.32	1.01	99.33	$Ag_{0.99}Pd_{0.01}$
5	X-1507/21-197	98.26	0.99	99.25	$Ag_{0.99}Pd_{0.01}$
6	X-1507/21-199	97.87	1.10	98.97	$Ag_{0.99}Pd_{0.01}$
7	X-1507/21-200	98.98	1.00	99.98	$Ag_{0.99}Pd_{0.01}$
8	X-1507/21-201	98.45	0.96	99.41	$Ag_{0.99}Pd_{0.01}$
9	X-1507/21-203	97.87	1.03	98.90	$Ag_{0.99}Pd_{0.01}$
10	X-1507/21-204	98.24	1.08	99.32	$Ag_{0.99}Pd_{0.01}$
11	X-1507/21-206	99.15	1.09	100.24	$Ag_{0.99}Pd_{0.01}$
12	X-1507/21-208	98.35	1.10	99.45	$Ag_{0.99}Pd_{0.01}$
13	X-1507/21-212	98.20	1.17	99.37	$Ag_{0.99}Pd_{0.01}$
14	X-1507/21-213	97.70	1.18	98.88	$Ag_{0.99}Pd_{0.01}$
15	X-1507/21-215	98.52	0.99	99.51	$Ag_{0.99}Pd_{0.01}$
16	X-1507/21-216	98.50	0.95	99.45	$Ag_{0.99}Pd_{0.01}$
17	ЯМ-1-67	97.57	1.23	98.80	$Ag_{0.99}Pd_{0.01}$
18	ЯМ-1-68	98.30	1.24	99.54	$Ag_{0.99}Pd_{0.01}$
19	ЯМ-1-69	98.04	1.18	99.22	$Ag_{0.99}Pd_{0.01}$

Примечание. Исследование выполнено на электронном микроскопе Tescan Mira 3 LMU с энергодисперсионным детектором UltimMax100 (Oxford Instruments) в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем», ТГУ (г. Томск). Измерения проводились при ускоряющем напряжении 20 кВ, силе тока пучка электронов 4.5 нА и времени накопления спектра в точке 60 секунд в режиме Point&ID (2000000 импульсов). Диаметр пучка зонда 1–2 мкм. В качестве стандартов для Ag и Pd были применены чистые металлы, аналитическая линия – Lα.

Ранее подобное самородное серебро с примесью палладия охарактеризовано в хромититах Кемпирсайского ультрамафитового массива Южного Урала (Pd до 1.0 мас. %) (Юричев, Савран, 2024), а также в аподунитовых серпентинитах Кызыр-Бурлюкского ультрамафитового массива Куртушибинского офиолитового пояса Западного Саяна (Pd до 5.2 мас. %) (Юричев, 2021) и во вкрапленных кубанит-халькопирит-троилитовых рудах Октябрьского месторождения Норильского рудного узла (Pd до 3.0 мас. %) (Канимбуе и др., 2024).

Мобилизация и концентрирование самородного серебра, как отмечалось выше, связывается с процессами серпентинизации и преобразования первичных силикатов и хромитов, а также находящихся с ними в парагенезисе акцессорных сульфидов при восстановительных условиях.

Список литературы

Гурская Л.И., Колбанцев Л.Р., Ляхницкая В.Д. и др. Платиноиды хромитоносных массивов Полярного Урала. СПб: Изд-во СПб. картфабрики ВСЕГЕИ, 2004. 306 с.

Канимбуе Л.С., Толстых Н.Д., Криволуцкая Н.А., Таловина И.В. Особенности морфологии и состава минералов благородных металлов во вкрапленных и массивных рудах центральной части Октябрьского месторождения, Норильский район // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2024. Т. 66, № 1. С. 88–98.

Макеев А.Б. Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. СПб: Наука, 1992. 197 с.

Никольская Н.Е., Казеннова А.Д., Николаев В.И. Типоморфизм рудообразующего хромшпинелида месторождений хромовых руд. М.: ФГБУ «ВИМС», 2021. 238 с.

Перевозчиков Б.В., Булыкин Л.Д., Попов И.И. и др. Реестр хромитопроявлений в альпинотипных ультрабазитах Урала. Пермь: КамНИИКИГС, 2000. 474 с.

Строение, эволюция и минерагения гипербазитового массива Рай-Из / Отв. ред. В.Н. Пучков, Д.С. Штейнберг. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 228 с.

Юричев А.Н. Акцессорные минералы золота и серебра в ультрамафитахКызыр-Бурлюкского массива (Западный Саян) // Руды и металлы. 2021. № 4. С. 109–120.

Юричев А.Н. Акцессорные самородные металлы и их оксиды из массивных хромититов Кемпирсайского ультрамафитового массива (Южный Урал, Казахстан) // Известия ТПУ. Инжиниринг георесурсов. 2019. Т. 330, № 7. С. 84–92.

Юричев А.Н., Савран Д.И. Золото-серебряная минерализация из хромититов Кемпирсайского ультрамафитового массива (Южный Урал) // Актуальные вопросы геологии в современном научном мире: Тез. докл. Пермь: ПГНИУ, 2024. С. 59–62.

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА КАНДРЫКУЛЬ (РЕСПУБЛИКА БАШКОРТОСТАН)

Юсупова А.Р., Нургалиева Н.Г.

Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский федеральный университет, i@ajusupova.ru

Известно, что одной из особенностей озер является их чувствительность к климатическим изменениям (Evans, Heller, 2003). Комплексные исследования голоценовых озерных отложений (высокоточное датирование возраста отложений, гранулометрический, минеральный и геохимический анализы) позволяют реконструировать обстановки озерного седиментогенеза голоцена, выделять ассоциации химических элементов и выявлять основные закономерности их дифференциации в толще донных отложений (Мальцев, 2017).

В рамках научно-исследовательской экспедиции в 2021 г. сотрудниками Института геологии и нефтегазовых технологий Казанского федерального университета был отобран керн донных отложений озера Кандрыкуль, длина которого составила более 5 м (54°29′42.5′′ N; 54°03′26.5′′ E). Отбор образцов проводился специальным пробоотборником (Борисов, 2004), с шагом 2 см.

Озеро Кандрыкуль расположено в западной части Республики Башкортостан в одной из котловин Белебеевской возвышенности. Предположительно формирование озера началось ~10300 ± 200 лет назад (Палеоклиматы..., 1989). Котловина озера карстово-эрозионного происхождения. Химический состав вод гидрокарбонатно-сульфатный натриево-магниевый, минерализация 1.1–1.2 г/л, pH 8.1–8.5 (Абдрахманов и др., 2002). Мощность донных отложений достигает 6–8 м. По соотношению органического вещества и минеральной части осадки классифицируются как глинистый сапропель (Нургалиев и др., 2009).

Для выявления особенностей условий осадконакопления в голоцене было проведено детальное исследование керновой колонки озера Кандрыкуль.

Радиоуглеродное датирование 14 образцов было проведено на ускорительном масс-спектрометре 1.0 MV HVE на Факультете Наук о Земле Национального университета Тайваня (NTUAMS Lab). Методика подготовки образцов и измерений подробно описана в (Кузина и др., 2024). Для калибровки возраста образцов использовался программный продукт OxCal v4.2.4 Bronk Ramsey (2013) и калибровочная кривая IntCal 20 (Reimer et al., 2020). Для построения возрастной модели осадконакопления использовалась модель Bacon (Blaauw, Christen, 2011).

Гранулометрический анализ проводился методом лазерной гранулометрии с использованием анализатора размера частиц Bluewave (Microtrac, США), совмещенного с системой загрузки и циркуляции пробы с интегрированным ультразвуковым диспергатором. Предварительно образцы были обработаны 10 % HCl и 30 % H_2O_2 для удаления карбонатов и органического вещества. Для определения литологических гранулометрических разностей использована классификация нелитифицированных осадков по (Логвиненко, 1984).

Для определения минерального состава осадочных отложений использовался рентгеновский дифрактометр D2 PHASER. Сканирующая электронная микроскопия была проведена при помощи автоэмиссионного сканирующего электронного микроскопа Merlin компании Carl Zeiss (Германия), оснащенного детектором элементного анализа Aztec X-MAX. Разрешение составляет 127 эВ.

Элементный состав озерных отложений был получен при помощи рентгенофлуоресцентного спектрометра Bruker S8 Tiger.

Для образцов в автоматическом режиме были получены кривые нормального остаточного намагничивания при непрерывном росте внешнего магнитного поля до 1.5 Тл. По кривым нормального намагничивания был определен вклад в магнитную составляющую осадка различных компонент озерных отложений: ферромагнитной (k_ferro), диа-/парамагнитной

(k_para) и суперпарамагнитной (k_super) согласно методике, описанной в (Kosareva et al., 2015). Измерения проводились на коэрцитивном спектрометре J_meter (Iassonov et al., 1998; Патент № 81805…, 2009).

По данным радиоуглеродного датирования возраст изучаемых отложений ~8000 лет. Средняя скорость осадконакопления составила ~0.49 мм/год.

По разрезу устанавливается преобладание алевритовой фракции, содержание которой изменяется от 52.82 % до 79.41 %. Содержание пелитовой фракции (<0.005 мм) изменяется от 7.82 % до 41.09 %, а псаммитовой (>0.005 мм) – от 1.83 % до 38.23 %. Md зерен изменяется в пределах 0.0065–0.033 мм со средним значением 0.0151 мм. Согласно классификации Логвиненко, изучаемые отложения представляют собой переслаивание алевритовой глины, супеси алевритовой, суглинка тяжелого алевритового и суглинка легкого алевритового.

Результаты рентгенодифрактометрии позволили установить, что минеральный состав характеризуется преобладанием в осадках аллотигенных минералов (кварц, хлорит, каолинит, полевые шпаты, слюда, роговая обманка). Аутигенные минералы представлены пиритом, кальцитом, доломитом, арагонитом и гипсом.

Химический состав донных отложений оз. Кандрыкуль сопоставлен с химическим составом озер Южного и Среднего Урала, что позволило выявить разницу в содержании литофильных элементов (магния и марганца). Данные по главным элементам отложений керна Кандрыкуль отображают высокое содержание Ca, Mg и Fe, коррелирующее с находками аутигенного кальцита и доломита в изучаемых осадках (рис.).

Результаты сканирующей электронной микроскопии:

а – кальцит, глубина 168 см (~3200 к.л.н.); б – доломит, глубина 350 см (~5100 к.л.н.)

Комплексные исследования осадков озера Кандрыкуль позволили провести реконструкцию условий осадконакопления в голоцене, а также обозначить наиболее значительные эпизоды и события на протяжении Атлантической, Суббореальной и Субатлантической стадий голоцена.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ 22-47-08001.

Список литературы

Абдрахманов Р.Ф., Мартин В.И., Попов В.Г. и др. Карст Башкортостана. Уфа: Институт геологии Уфимского научного центра РАН, 2002. 383 с.

Борисов А.С. Система технологического обеспечения палеомагнитных исследований отложений современных озер: Дис. … докт. геол.-минер. наук: 25.00.10. Казань, 2004. 267 с.

Кузина Д.М., Щербаков В.П., Сальная Н.В. и др. Относительная палеонапряженность геомагнитного поля за последние 9000 лет по донным осадкам озера Шира, Северная Хакасия, определенная по методу псевдо-Телье // Физика Земли. 2024. № 4. С. 161–181.

Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород с основами методики исследования: Учебник для геол. спец. вузов. М.: Высшая школа, 1984. 416 с.

Мальцев А.Е. Геохимия голоценовых разрезов сапропелей малых озер юга Западной Сибири и Восточного Прибайкалья: Дис. ... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск, 2017. 199 с.

Нургалиев Д.К., Утемов Э.В., Ясонов П.Г. и др. Остатки магнитотактических бактерий в отложениях современных озер – новый инструмент палеогеофизики // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. 2009. № 4. С. 180–191.

Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. М.: Наука, 1989. 168 с.

Патент № 81805 Российская Федерация. Полезная модель «Коэрцитивный спектрометр»: № 2008125924/22; заявл. 17.06.2008; опубл. 27.03.2009, Бюл. ФИПС № 9 / Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г.; заявитель «Казан. гос. ун-т им. В.И. Ульянова-Ленина». 20 с.: ил.

Blaauw M., Christen J.A. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process // Bayesian Analysis. 2011. Vol. 6. P. 457–474.

Evans M., Heller F. Environmental Magnetism. Principles and Applications of Enviromagnetics // Academic Press. San Diego. 2003. 299 p.

Jassonov P.G. et al. A modernized coercivity spectrometer // Geologica Carpathica. 1998. Vol. 49, N. 3. P. 224–225.

Kosareva L.R. et al. Ferromagnetic, dia-/paramagnetic and superparamagnetic components of Aral sea sediments: significance for paleoenvironmental reconstruction // ARPN Journal of Earth Sciences. 2015. Vol. 4, N 1. P. 1–6.

Reimer P.J., Austin W., Bard E. et al. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP) // Radiocarbon. 2020. Vol. 62. P. 725–757.

ТЯЖЕЛЫЕ МЕТАЛЛЫ В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ ПРЕДВОЛЖЬЯ И ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ РИСКИ ДЛЯ ЗДОРОВЬЯ НАСЕЛЕНИЯ

Яковлев Е.Ю., Дружинина А.С., Дружинин С.В., Иванченко Н.Л.

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

Введение. Загрязнение грунтовых вод тяжелыми металлами является значимой экологической проблемой, поскольку металлы накапливаются в организме человека путем биоаккумуляции, обладают токсичностью и канцерогенностью (Ali et al., 2019). Для оценки рисков содержания тяжелых металлов в грунтовых водах широко применяются методы расчета индексов качества воды. Территория Предволжья расположена в восточной части Восточно-Европейской платформы и представляет собой правобережье реки Волги в районе Куйбышевского водохранилища. В основном скважины водоснабжения расположены в породах, представленных пермскими отложениями. В Предволжье выделяются промышленные, горные, транспортные, коммунальные и энергетические типы источников загрязнения подземных вод, однако наибольшее значение имеет сельское хозяйство (Нуриев, 2002). Учитывая высокую значимость подземных вод Предволжья для хозяйственно-питьевого водоснабжения и большое количество потенциальных источников загрязнения вод тяжелыми металлами, оценка качества подземных вод Предволжья является актуальной задачей. В связи с этим целью исследования является оценка степени загрязнения подземных вод Предволжья и выявление потенциальных рисков для здоровья населения.

Методическая часть. Отбор проб подземных вод проводился в августе 2022 г. на территории Предволжья. Всего отобрана 41 проба. Глубина опробованных скважин варьирует от 38 до 161 м. Большинство проб подземных вод взяты из скважин, используемых для водоснабжения населенных пунктов, животноводческих ферм и других сельхозпредприятий. Отбор проб воды выполняли в пробирки из полимерного материала с фильтрованием через мембранный фильтр с размером пор 0.45 мкм и подкислением HNO_3.

Измерения pH и минерализации проводили при отборе воды портативным pH-метром HI 9126 (США, Hanna Instruments) и кондуктометром МАРК-603/1 (Россия, ВЗОР), соответственно. Определение состава основных анионов и катионов выполнялось методом ионной хроматографии на жидкостном хроматографе LC-20 Prominence (Shimadzu, Japan). Определение концентраций металлов выполнялось с использованием атомно-абсорбционного спектрометра ShimadzuAA-7000 (Япония, Shimadzu).

Индекс PIG (pollution index of groundwater) оценивает влияние параметров pH, минерализации, содержания ионов и рассчитывается согласно методике, описанной в (Rao 2012). Используется следующая классификация вод: PIG < 1.0 – незначительное загрязнение, 1.0 < PIG <1.5 – слабое загрязнение, 1.5 < PIG < 2.0 – умеренное загрязнение, 2.0 < PIG < 2.5 – сильное загрязнение, PIG > 2.5 – очень сильное загрязнение. Расчет индексов TMEI (trace metal evaluation index), TMTI (trace metal toxicity index), CR (carcinogenic health risk) и HI (non-carcinogenic risk) представлен в статье (Yakovlev et al., 2022). Принято, что TMEI <0.3 – очень чисто, 0.3–1.0 – чисто, 1.0–2.0 – слабо загрязнено, 2.0–4.0 – умеренно загрязнено, 4.0–6.0 – сильно загрязнено, >6.0 – серьезно загрязнено. Классификация уровней TMTI следующая: 0–100 – низкая токсичность, 100–300 – умеренная токсичность, 300–500 – высокая токсичность, 500–1000 – очень высокая токсичность, выше 1000 – чрезвычайно высокая токсичность. Пороговое значение HI равно 1.0, что означает возможность возникновения неканцерогенных рисков при HI > 1.0. Допустимый диапазон CR от 1.0×10^{-6} до 1.0×10^{-4}, при этом CR > 10^{-4} указывает на высокий риск возникновения рака.

Экспериментальная часть. Большая часть подземных вод по катионному составу является смесями кальциевых и натриевых вод при незначительном вкладе магниевой компоненты (табл. 1). По анионному составу подземные воды относятся, в основном, к зонам гидрокарбонатного и сульфатного типов (табл. 1). Из диаграммы Пайпера можно отметить, что 18 проб принадлежит гидрохимической фации I (гипсовые воды, Ca^{+}–SO_4^{2-}) и 11 проб относятся к фации II (мирабилитовые воды, Na^{+}–SO_4^{2-}). Учитывая, что большая часть проб из I и II фаций характеризуются повышенной минерализацией >1000 мг/л, можно предположить глубокую циркуляцию данных подземных вод. Две пробы относятся к гидрохимической фации III (содовые воды, Na^{+}–HCO_3^{-}) и, вероятно, представляют собой воды, сформированные в результате катионного обмена кальция на натрий при фильтрации через терригенную компоненту разреза. Остальные 10 проб выделяются в фацию IV (Ca^{2+}–Na^{+}–Mg^{2+}–HCO_3^{-}) и представляют собой гидрокарбонатные пресные подземные воды неглубокой циркуляции. Для изучаемого района характерно наличие эвапоритов, растворение которых формирует гидрохимический облик преобладающих гипсовых и мирабилитовых подземных вод (Нуриев, 2010). Необходимо отметить, что использование пестицидов вызывает загрязнение ионами подземных вод Предволжья (Нуриев, 2002).

Таблица 1. Физико-химические свойства и основные ионы подземных вод Предволжья

Тип воды	Гидрохимическая фация	Значение	pH	Минерализация, мг/л	Содержание ионов в воде, мг/л					
					HCO^{3-}	SO_4^{2-}	Cl^{-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}
Воды глубокой циркуляции	Гипсовые (I)	мин	6.93	503	0.0	100	21.2	58.1	28.2	32.5
		макс	8.20	3088	286	1785	521	415	226	450
		сред	**7.51**	**1468**	**60.2**	**876**	**106**	**218**	**109**	**183**
	Мирабилитовые (II)	мин	7.53	506	0.0	111	8.5	14.2	7.1	49.4
		макс	8.55	2398	770	1743	267	111	98.0	439
		сред	**7.99**	**1481**	**141**	**817**	**115**	**66.7**	**35.6**	**321**
Воды, измененные под влиянием ионного обмена	Содовые (III)	мин	7.51	651	140	125	70.4	65.1	42.2	84.6
		макс	7.80	950	562	160	110	107	47.0	150
		сред	**7.66**	**800**	**351**	**143**	**90**	**86**	**44.6**	**117**
Инфильтрационные пресные воды	Гидрокарбонатные (IV)	мин	7.06	208	90.1	1.4	0.5	67.2	6.0	3.6
		макс	7.84	788	305	72.1	66.4	216	70.0	56.5
		сред	**7.39**	**362**	**161**	**37.8**	**11.7**	**96.4**	**22.4**	**25.8**

Кислотность исследуемых вод находилась в интервале pH 6.93–8.55. Немногим более высокие значения отмечаются для фации II. Согласно рекомендациям ВОЗ для питьевой воды, значения pH должны находиться в пределах 6.5–8.5 (WHO 2017), что соответствует полученным данным. Минерализация подземных вод варьирует от 208 до 3088 мг/л. Более высокие значения минерализации наблюдаются для фаций I и II. Учитывая рекомендации ВОЗ для питьевой воды, 67 % проб из фации I и 73 % проб из фации II не пригодны для питья (минерализация выше 1000 мг/л) (WHO 2017). Ранее сообщалось, что сульфатные кальциевые воды Предволжья с относительно повышенной минерализацией являются следствием естественных процессов растворения гипса водовмещающих пород (Нуриев, 2002).

Анализ содержания тяжелых металлов показал, что гипсовые воды (фация I) относительно обогащены Sr, Mn, Fe, Al, Co и Cr, в то время как глубокозалегающие мирабилитовые воды (фация II) содержат немногим большие концентрации Ni, As и Pb (табл. 2). Содовые подземные воды фации III отличны более высоким содержанием Fe и Cu, а гидрокарбонатные пресные воды фации IV содержат немногим большие количества Ba, Zn и V. Ранее было показано, что содержание тяжелых металлов в подземных водах Предволжья составляет Cu 0.1–10 мкг/л, Pb 2–34 мкг/л, Zn 4–89 мкг/л и Cd 0.1–0.9 мкг/л, что немногим выше полученных нами значений (Нуриев, 2002).

Таблица 2. Содержание металлов в подземных водах Предволжья, мкг/л

Фация		Al	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Cd	Pb	As	Fe	Ba	Sr	V
I	мин	0.0	0.20	1.50	2.00	0.0	0.20	0.50	0.10	0.50	0.50	0.50	1.80	990	0.50
	макс	77.5	0.80	987	5.50	4.60	1.70	13.8	0.10	0.50	0.50	614	44.1	9409	0.90
	сред	**31.3**	**0.51**	**133**	**3.72**	**0.87**	**0.31**	**2.14**	**0.10**	**0.50**	**0.50**	**178**	**14.0**	**4998**	**0.53**
II	мин	1.40	0.00	3.30	0.30	0.00	0.20	0.50	0.10	0.50	0.50	3.40	1.20	236	0.50
	макс	4.90	0.60	58.3	4.00	11.0	0.60	17.7	0.10	2.70	8.10	169	19.7	3789	4.20
	сред	**2.70**	**0.26**	**18.1**	**2.11**	**1.78**	**0.27**	**2.44**	**0.10**	**1.09**	**1.78**	**35.8**	**6.71**	**1492**	**0.84**
III	мин	2.10	0.20	18.0	1.90	0.30	0.20	0.50	0.10	0.50	0.50	3.30	11.6	1479	0.50
	макс	2.40	0.30	60.9	4.20	0.60	4.80	5.30	0.10	0.50	0.50	1640	18.2	1639	0.50
	сред	**2.25**	**0.25**	**39.5**	**3.05**	**0.45**	**2.50**	**2.90**	**0.10**	**0.50**	**0.50**	**822**	**14.9**	**1559**	**0.50**
IV	мин	0.0	0.0	0.0	0.40	0.0	0.20	0.50	0.10	0.50	0.50	0.00	1.20	348	0.50
	макс	25.9	0.70	367	3.00	5.10	1.80	24.1	0.10	0.50	6.30	40.3	262	1699	6.70
	сред	**4.53**	**0.33**	**59.5**	**1.34**	**1.64**	**0.76**	**4.40**	**0.10**	**0.50**	**1.11**	**8.24**	**52.1**	**699**	**1.60**

Оценка загрязнения подземных вод Предволжья тяжелыми металлами была проведена путем расчета индексов качества воды и индексов оценки риска для здоровья населения (табл. 3). Гипсовые воды фации I имеют более высокое загрязнение согласно индексу PIG (до очень сильного загрязнения), индексу токсичности TMTI (до очень высокой токсичности) и индексу неканцерогенного риска HI (выше порогового значения). Вызывают загрязнение данной фации высокие содержания SO_4^{2-}, минерализации, Mn, Al, Co и Fe. Мирабилитовые грунтовые воды фации II имеют повышенные значения индексов PIG (до очень сильного загрязнения) и канцерогенного риска CR (выше порогового значения), что связано с повышенным содержанием SO_4^{2-}, минерализации, As, Pb и Ni. Согласно индексам TMEI (до сильного загрязнения) подвержены загрязнению содовые подземные воды фации III за счет высокого содержания Fe. Гидрокарбонатные воды фации IV загрязнены в меньшей степени, однако на индексы оказывают влияние As, Ba, Mn, Al и Ni. В целом на индексы качества воды и риски для здоровья населения Предволжья оказывают влияние содержания SO_4^{2-}, минерализации, концентрации Fe, Mn, Al, Ni и As в большей степени и концентрации Ba, Pb и Co в меньшей степени. Наиболее загрязненные скважины в д. Ишмурзино-Суринск, д. Каменный Брод, д. Батырево, д. Янтиково, д. Алманчиково, д. Большая Акса, д. Тойси, д. Чувашские Кищаки, в скважинах на фермах в д. Ембулатово и д. Токавары.

Таблица 3. Индексы качества подземных вод Предволжья

Фация		PIG	TMEI	TMTI	HI	CR
I	мин	0.78	0.28	17.0	0.40	0.65
	макс	4.18	3.25	867	3.60	2.86
	сред	**2.26**	**1.26**	**146**	**1.63**	**1.10**
II	мин	0.73	0.26	12.8	0.17	0.86
	макс	3.42	1.71	71.4	1.24	8.89
	сред	**2.04**	**0.61**	**30.7**	**0.53**	**2.02**
III	мин	0.91	0.25	39.1	0.36	0.79
	макс	1.12	5.83	65.2	0.75	0.94
	сред	**1.01**	**3.04**	**52.1**	**0.56**	**0.87**
IV	мин	0.35	0.20	6.35	0.16	0.62
	макс	1.02	1.44	408	1.70	4.14
	сред	**0.54**	**0.54**	**95.2**	**0.54**	**1.68**

Получены карты загрязнения грунтовых вод Предволжья (рис.). Вероятно, геогенное происхождение является основным фактором качества подземных вод Предволжья, однако качество вод модифицируется воздействиями антропогенных источников. Карты отличаются друг от друга, что отражает проблему оценки загрязнения территорий, поскольку методики расчета индексов опираются на различные свойства металлов.

Карты пространственной визуализации уровней загрязнения подземных вод Предволжья, рассчитанные по индексам PIG (а), TMEI (б), TMTI (в), HI (г)

В проведенных исследованиях представлена оценка качества подземных вод Предволжья и рисков для здоровья населения, в результате которых можно сделать заключение о настоятельной рекомендации очистки грунтовых вод перед употреблением.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда в рамках проекта № 20-77-10057.

Список литературы

Нуриев И.С. Гидрогеоэкологическая обстановка в районах Предволжья Республики Татарстан // Георесурсы. 2002. Т. 3, № 11. С. 20–22.

Нуриев И.С. Особенности формирования химического состава подземных вод зоны активного водообмена Юго-Запада Татарстана: Дис. … канд. геол.-минер. наук: 25.00.07. Казань, 2010.

Ali H., Khan E., Ilahi I. Environmental chemistry and ecotoxicology of hazardous heavy metals: environmental persistence, toxicity, and bioaccumulation // J. Chemistry. 2019. Vol. 4. P. 1–4.

Rao N.S. PIG: a numerical index for dissemination of groundwater contamination zones // Hydrological Processes. 2012. Vol. 26. P. 3344–3350.

WHO. Guidelines for Drinking-water Quality, fourth ed. incorporating the first addendum. Geneva, 2017. 614 p.

Yakovlev E.Yu., Druzhinina A.S., Druzhinin S.V. et al. Assessment of physical and chemical properties, health risk of trace metals and quality indices of surface waters of the rivers and lakes of the Kola Peninsula (Murmansk Region, North–West Russia) // Environmental Geochemistry and Health. 2022. Vol. 44, N 8. P. 2465–2494.