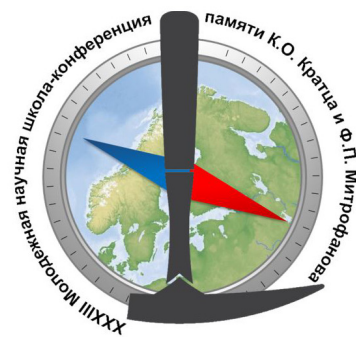


Материалы XXXIII молодежной
научной школы-конференции,
посвященной памяти
члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и
академика РАН Ф.П. Митрофанова



АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ



3–7 октября 2022, Апатиты

Министерство науки и высшего образования российской федерации
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Федеральный исследовательский центр
«Кольский научный центр Российской академии наук»
Геологический институт КНЦ РАН
Совет молодых ученых и специалистов ИГ КНЦ РАН
Российское минералогическое общество, Кольское отделение

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ

Труды XXXIII молодёжной научной конференции, посвящённой памяти
члена-корреспондента ан СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова

Апатиты, 3 –7 октября 2022 г.



Издательство Кольского научного центра
2022

УДК 551.71/.72 + 550.3 + 502.1(063)

A43

Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии:
A43 материалы XXXIII молодежной научной школы-конференции, посвященной
памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН
Ф.П. Митрофанова, г. Апатиты, 3–7 октября 2022 г. Издательство ФИЦ КНЦ РАН,
2022. — 260 с.

ISBN 978-5-91137-474-7

Главный редактор – д.г.-м.н. Н.Е. Козлов

Редакторы – Н.И. Забавчик, к.г.-м.н. С.В. Мудрук

Техническая редакция – Л.Д. Чистякова

Печатается по решению Ученого совета Геологического института КНЦ РАН

Издано в авторской редакции

Электронная версия: <http://geoksc.apatity.ru/publications/conferences>

Научное издание

Технический редактор В. Ю. Жиганов

Подписано в печать 13.09.2022. Формат бумаги 60×84 1/8.

Усл. печ. л. 29.76. Заказ № 53. Тираж 300 экз.

ISBN 978-5-91137-474-7

DOI: 10.37614/978.5.91137.474.7

© Коллектив авторов, 2022

© Совет молодых учёных и специалистов ГИ КНЦ РАН, 2022

© Российское минералогическое общество, Кольское отделение, 2022

© Геологический институт Кольского научного центра РАН, 2022

ПРЕДИСЛОВИЕ ГЛАВНОГО РЕДАКТОРА

Данный сборник представляет собой материалы XXXIII молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова. Статьи подготовлены молодыми учеными из академических, образовательных и производственных учреждений Апатитов, Санкт-Петербурга, Петрозаводска, Москвы, Казани, Новосибирска, Томска, Черноголовки, Гомеля, Воронежа, Тюмени, Благовещенска, Улан-Удэ, Иркутска. В сборнике отражены результаты исследований в области геологии, петрологии, геохимии, геохронологии, минералогии, кристаллохимии, науке о полезных ископаемых, геофизики и геоэкологии. Публикация рассчитана на широкий круг студентов, аспирантов и специалистов в области геологии, геофизики и геоэкологии.

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

В настоящее время особую важность приобретают исследования в области стратегических видов минерального сырья (в том числе, включающие изучение техногенных месторождений), без прироста запасов которого невозможно перспективное устойчивое развитие России. В докладах будут рассмотрены сообщения о ранее неизвестных рудопроявлениях и точках минерализации. Именно молодые геологи в будущем будут решать задачи стратегической безопасности и развития минерально-сырьевой базы России. Опыт проведения подобных конференций показывает, что они плодотворны для роста квалификации молодых исследователей, расширяя круг их научных интересов. Важнейшим результатом ежегодных встреч стало создание молодёжных творческих коллективов из различных городов, включающих специалистов в различных областях наук о Земле. Ежегодное издание трудов и проведение Конференции способствует росту квалификации кадров в академических институтах, вузах и производственных организациях в сфере рационального природопользования. Авторы лучших докладов награждаются дипломами конференции и ценными призами. В ходе конференции запланированы полевые экскурсии по уникальным геологическим объектам Кольского полуострова и посещение Музея геологии и минералогии им И.В. Белькова ГИ КНЦ РАН.

Козлов Н.Е., д.г.-м.н., профессор
директор ГИ КНЦ РАН

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ РТУТИ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОЗЕРА ЛОШАМЬЕ НАЦИОНАЛЬНОГО ПАРКА «СМОЛЕНСКОЕ ПООЗЕРЬЕ»

Алексеева И.Е., Бессонова А.М., Малкова Ю.Л., Павлова Е.С.

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, i.alekseeva192020@gmail.com; bessonova_ann@211.ru; iulia.mlkv@gmail.com; Pavlova2@inbox.ru

Введение

Объектом данного исследования является озеро Лошамье, которое расположено в заповедной зоне национального парка «Смоленское Поозерье». По результатам мониторинга прошлых лет, проводимого администрацией национального парка совместно с аттестованными лабораториями г. Смоленска на оз. Лошамье было установлено превышение концентрации ртути над ПДК в 20 раз в 2008 г. (для водных объектов хозяйственно-питьевого и культурного водопользования), затем концентрация снизилась (превышение в 7 раз в 2009, с 2010 – ниже) (Гузев В.Е. и др., 2016; Зеленковский П.С. и др., 2016).

Такая динамика может свидетельствовать о разовом загрязнении объекта. Кроме того, такие концентрации ртути чрезвычайно нехарактерны и необычны для озера, находящегося в заповедной зоне национального парка. Связать загрязнение нельзя и с поступлением металла из природных источников: Смоленская область не является зоной рудопроявления данного элемента, как и зоной вулканической активности, как следствие – нет естественных источников элемента.

В 2014 и 2016 годах были отобраны пробы почв близ акватории озера Лошамье и пробы поверхностных донных осадков озера. Результаты исследований показали, что фоновое содержание ртути в донных осадках озера значительно (более чем в 4 раза) превышает этот показатель по отношению почв в области этой территории (Гузев В.Е. и др., 2016; Зеленковский П.С. и др., 2016), таким образом исключая версию о миграции ртутного загрязнения в системе «почвы – донные осадки».

Донные осадки являются конечным накопителем всех поступающих веществ в озеро с его водосборной площади в течение длительного промежутка времени, вследствие чего их состояние является репрезентативным интегральным показателем уровня загрязненности (Подлипский И.И. и др., 2017; Подлипский И.И. и др., 2015). Для исследования в 2022 году были отобраны стратифицированные пробы донных отложений, позволяющие проследить закономерность изменений показателей ртути на различных глубинах донных осадков (рис. 1).

Физико-географическое описание

Национальный парк «Смоленское Поозерье» был образован на территории Смоленской области в 1992 г. В 2002 году национальному парку присвоен статус биосферного резервата под эгидой ЮНЕСКО. Парк находится далеко в стороне от крупных промышленных центров, ограничена сельскохозяйственная, транспортная и строительная структура. Озеро Лошамье расположено в заповедной зоне национального парка, где запрещены любые виды хозяйственной деятельности. Озеро Лошамье имеет ледниковое происхождение.

Методы исследования

Пробы отбирались в таких точках района центральной части озера, где была возможность достать прибором до глин подстилающей породы, блокирующей дальнейшее прохождение прибора и пути миграции накапливающихся веществ. Так же месторасположение точек приближено или совпадает с точками, где ранее уже отбирались пробы донных осадков с содержанием ртути.

Для отбора проб стратифицированных донных осадков с ненарушенной структурой использовалась трубка ГОИН 1.5. Пробы отбирались в соответствии с ГОСТ 17.1.5.01-80 «Общие требо-

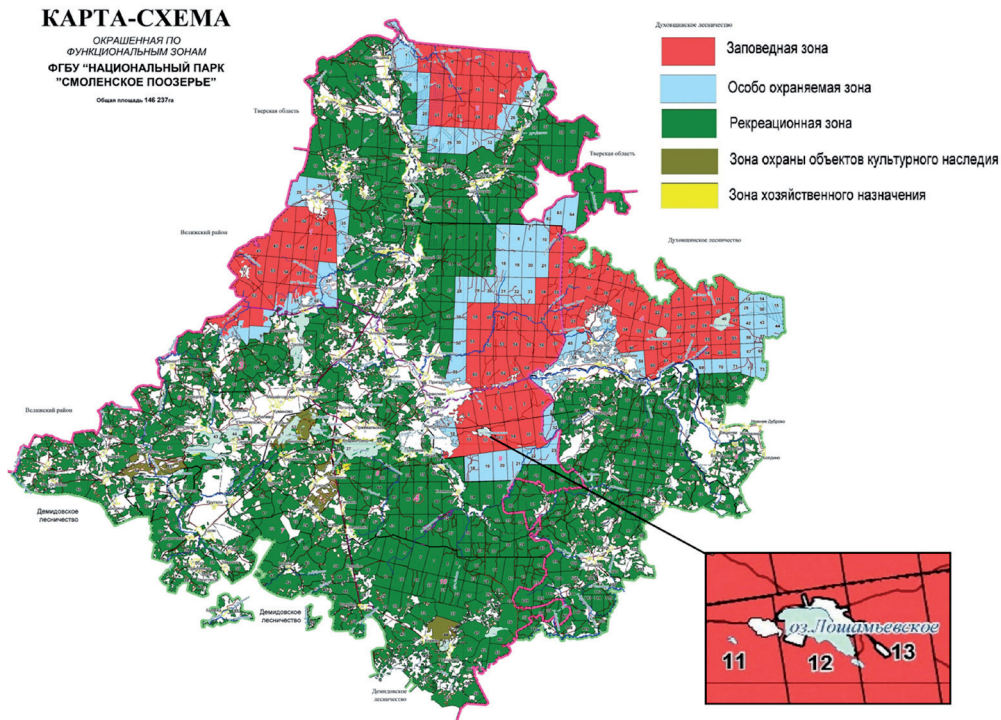


Рис. 1. Районирование национального парка (Национальный парк «Смоленское Поозерье», эл. ресурс).

вания к отбору проб донных отложений водных объектов для анализа на загрязненность». Анализ отобранных проб осуществлялся с использованием ртутного аналитического комплекса РА-915+.

Результаты обработки материалов

В 2022 году на озере Лошамье был проведен пробоотбор в 5 точках (рис. 2–5), на каждой из которых было отобрано по 10–13 проб (всего 57 проб) стратифицированных донных отложений.

По представленным данным, видно, что во всех случаях концентрации ртути наиболее высоки на глубине отбора 0–10 см. Кроме того, самый высокий показатель – 145 мкг/кг – прослеживается на точке наблюдения № 22–80, которая является наиболее приближенной к центральной глубокой части водоёма.

Гистограмма распределения значений ртути в донных отложениях озера Лошамье (рис. 4) отражает наличие двух закономерностей, двух процессов, участвующих в формировании геохимиче-

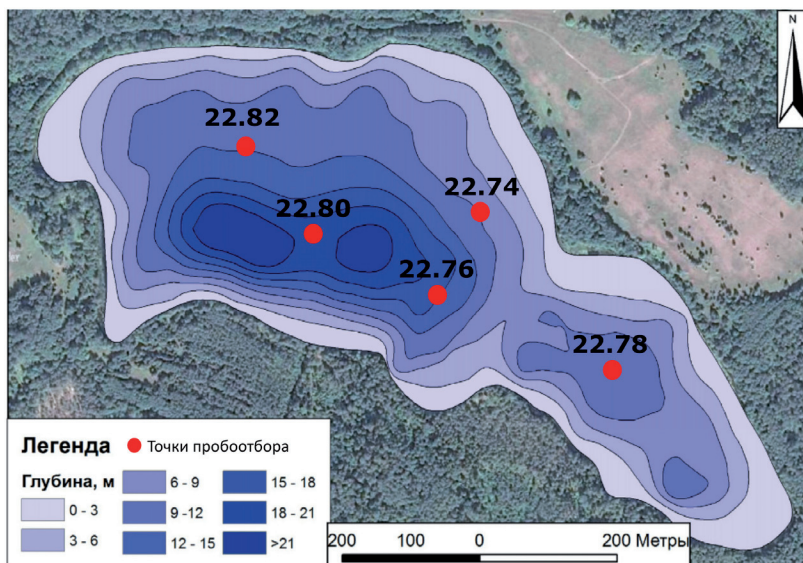


Рис. 2. Карта точек взятия проб донных осадков на оз. Лошамье и карта-схема глубин с точками пробоотбора озера Лошамье (Себровский, 2018).



Рис. 3. Результаты анализа донных отложений озера Лошамье на т.н. № 22–80 (мкг/кг).



Рис. 4. Гистограмма распределения содержаний ртути всей выборки.



Рис. 5. Содержания ртути в поверхностных донных отложениях.

ского профиля. Мы можем предположить, что часть графика от 0 до 45 является отражением природного фона. Пик на 60 мкг/кг и некоторые высокие значения являются результатом влияния человека. Для более уверенного анализа требуется большее количество материала.

Нормативы ПДК для донных отложений не разработаны, поэтому концентрации тех или иных элементов в донных осадках можно сравнивать только с кларковыми содержаниями или ПДК почв (ГН 2.1.7.2041-06). Кларк ртути в почвах составляет 0.04 мг/кг. ПДК ртути в почвах составляет 2.1 мг/кг согласно ГН 2.1.7.2511-09. Можно отметить, что в урбанизированных территориях содер-

жание ртути выше, чем в заповедных зонах, где влияние антропогенной деятельности сведено к минимуму. Именно на этих территориях возможно установление уровней накопления, миграции и перераспределения ртути в естественных условиях (Удоденко Ю.Г., 2011).

При сравнении значения содержания ртути в поверхностных донных осадках оз. Лошамье с данными по другим пресноводным озёрам можно наблюдать превышения средних значений, что примечательно, поскольку, согласно исследованиям донных осадков озёр Западной Сибири (Захарченко А.В. и др., 2020) и донных осадков озёр в окрестностях г. Архангельск (Овсепян А.Э. и др., 2020) имеют более высокую антропогенную и промышленную нагрузку.

Выводы

Анализ донных осадков показал, что значения содержания ртути в них значительно выше фоновых показателей, приводимых различными авторами.

Анализ выборки значений содержания ртути показывает, что в формировании геохимического профиля участвуют два процесса. Пик в области низких значений в целом соответствует природным закономерностям распространения ртути (в том числе, литературным данным). Значения выше 60 мкг/кг, по всей видимости отражают антропогенное влияние.

Средние значения концентраций ртути в донных осадках на интервале разреза 0–10 см превышают в 1.5 раза средние значения концентраций ртути в донных осадках уже на последующем интервале 10–20 см, и впоследствии более плавно снижаются, что также подтверждает предположение о разовом загрязнении.

Литература

1. Гузев В.Е., Терехова А.В., Подлипский И.И., Зеленковский П.С., Хохряков В.Р. Эколого-геологическая оценка состояния донных отложений и почв района озера Лошамье (национальный парк «Смоленское Поозерье») // *Природа и общество: в поисках гармонии*. Смоленск. Изд-во: Смоленский гуманитарный университет. 2016. № 2. С. 37–47.
2. Захарченко А.В., Пасько О.А., Тигеев А.А. Влияние природных факторов на содержание ртути в озерах севера Западной Сибири // *Известия ТПУ*. 2020.
3. Зеленковский П.С., Подлипский И.И., Хохряков В.Р. Эколого-геологические исследования на территории национального парка «Смоленское Поозерье» // *Экологические проблемы недропользования*. Матер. XVI международной молодёжной научной конференции. Санкт-Петербург. Изд-во: Санкт-Петербургского государственного университета. 2016. С. 106–115.
4. Овсепян А.Э., Федоров Ю.А., Зимовец А.А., Савицкий В.А. Оценка накопления ртути в объектах живой и неживой природы севера европейской территории России // *В мире научных открытий*. 2016. № 5 (77). С. 116–133.
5. Подлипский И.И., Зеленковский П.С. Эколого-геохимическая оценка состояния системы «водосборная площадь – донные отложения» озера Лошамье (национальный парк «Смоленское Поозерье») // *Природа и общество: в поисках гармонии*. Смоленский гуманитарный университет. 2015. С. 128–137.
6. Подлипский И.И., Зеленковский П.С., Кононова Л.А., Хохряков В.Р. Эколого-геохимическая оценка состояния компонентов природной среды особо охраняемых природных территорий на примере национального парка «Смоленское Поозерье» // *Экологические проблемы недропользования*. Матер. XXVII международной молодёжной научной конференции. Санкт-Петербург. Изд-во: Санкт-Петербургский государственный университет. 2017. С. 59–67.
7. Себровский К.Э., Лебедев С.В. Разработка цифровой модели карты глубин оз. Лошамье по данным георадиолокационной съемки // *Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии*. Материалы XXIX молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова. Петрозаводск. Изд-во: КарНЦ РАН. 2018. С. 232–235.
8. Удоденко Ю.Г., Девятова Т.А., Комов В.Т., Трегубов О.В. Ртуть в гидроморфных почвах Воронежского государственного природного биосферного заповедника // *Вестник Воронежского государственного университета*. Серия: химия, биология, фармация. 2011. № 2. С. 148–153.
9. Национальный парк «Смоленское Поозерье». URL: <http://www.poozerie.ru/> (дата обращения: 15.03.2022).

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СОДЕРЖАНИЯ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В ДОННЫХ ОСАДКАХ НЕКОТОРЫХ ОЗЕР НАЦИОНАЛЬНОГО ПАРКА «СМОЛЕНСКОЕ ПООЗЕРЬЕ»

Алексеева И.Е., Бессонова А.М., Малкова Ю.Л., Павлова Е.С.

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, i.alekseeva192020@gmail.com; bessonova_ann@211.ru; iulia.mlkv@gmail.com; Pavlova2@inbox.ru

Введение

Донные отложения являются депонирующей средой, в которой аккумулируются вещества, поступающие в водные объекты, вследствие чего их изучение позволяет провести интегральную оценку степени антропогенного воздействия на водные объекты и их водосборную площадь за длительный период времени (Подлипский И.И. и др., 2017; Подлипский И.И. и др., 2015). Основным показателем было выбрано содержание тяжелых металлов (далее – ТМ), как наиболее репрезентативного индикатора антропогенного воздействия.

Национальный парк «Смоленское Поозерье» является крупнейшей особо охраняемой природной территорией расположенной на территории Смоленской области.

Целью данной работы является изучение закономерностей распределения содержания ТМ в донных отложениях озер Баклановское, Букино и Лошамье, расположенных в разных функциональных зонах национального парка. Озеро Баклановское расположено в хозяйственной функциональной зоне парка, озеро Букино – в рекреационной, а оз. Лошамье – в заповедной зоне (рис. 1). На озеро Баклановское вероятно оказывается наибольшее антропогенное воздействие. Озера Лошамье и Букино находятся на значительном удалении от потенциальных источников воздействия и, предположительно, их можно рассматривать в качестве фоновых объектов.

Методы исследования

Полевые работы проводились в течение 4 полевых сезонов (2015, 2020 – февраль и сентябрь и 2022 гг.) студентами, а также сотрудниками кафедры экологической геологии Санкт-Петербургского государственного университета.

Сеть пробоотбора размещалась таким образом, чтобы охватить максимальную площадь озер, а также по мере удаления от потенциальных источников воздействия (Терехова А.В. и др., 2016).

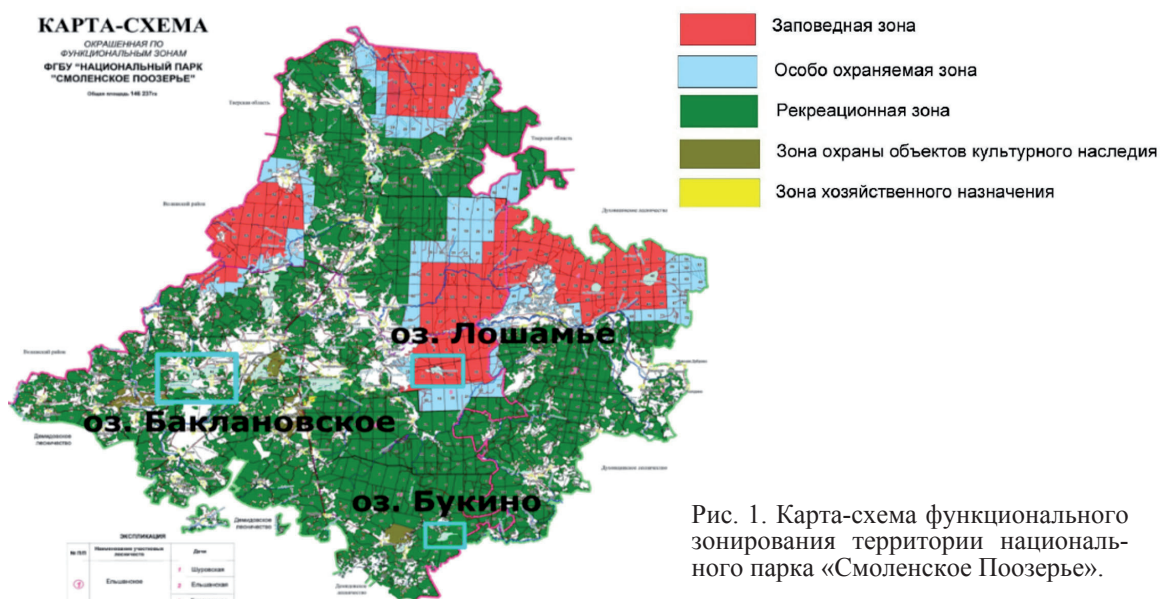


Рис. 1. Карта-схема функционального зонирования территории национального парка «Смоленское Поозерье».

В течение полевых работ отбирались пробы стратифицированных и нестратифицированных донных отложений.

Пробоотбор поверхностных отложений производился при помощи бентосного дночерпателя Ван-Вина. Отбор проб стратифицированных колонок с ненарушенной структурой производился при помощи пробоотборника ГОИН 1.5 м, позволяющего отбирать донные отложения без перемешивания слоев (Тютиков С.Ф., 2017). Пробы отбирались в соответствии с ГОСТ 17.1.5.01-80 «Общие требования к отбору проб донных отложений водных объектов для анализа на загрязненность». В каждой точке отбора проб с помощью GPS-трекера Garmin GPSmap 62stc фиксировались координаты.

Начальная подготовка проб донных отложений осуществлялась на базе кафедры экологической геологии Института наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета, а также кафедры ГМПИ (ресурсный центр «Геомодель»).

Анализ проб донных отложений, отобранных в 2020 и 2022 гг., на валовое содержание Cu, Cr, Zn, Pb, Ni, As (содержание As во всех пробах оказалось ниже порога обнаружения прибора – 5 ppm) проводился рентгенофлуоресцентным методом с помощью рентгеновского анализатора AP-104 (далее – анализатор). Анализ проб отобранных в 2015 г., проводился путем атомно-эмиссионного спектрального анализа (ICPE IS) на базе ресурсного центра (направление – Химия) СПбГУ на приборе Shimadzu ICPE 9000. Выбор данных элементов обоснован тем, что они являются главными индикаторами антропогенного воздействия на среду (Терехова А.В. и др., 2017; Кононова Л.А. и др., 2016).

Обсуждение результатов

Анализ результатов исследования заключается в сравнении полученных результатов содержания ТМ в пробах донных осадков озер Баклановское, Букино и Лошамье (рис. 2). В целях изучения площадного распространения ТМ в поверхностном слое донных отложений были построены соответствующие карты. Для сравнения данных по разным озерам представлены результаты анализа донных осадков по Zn, так как данный элемент имеет наибольшие концентрации среди изучаемых ТМ.

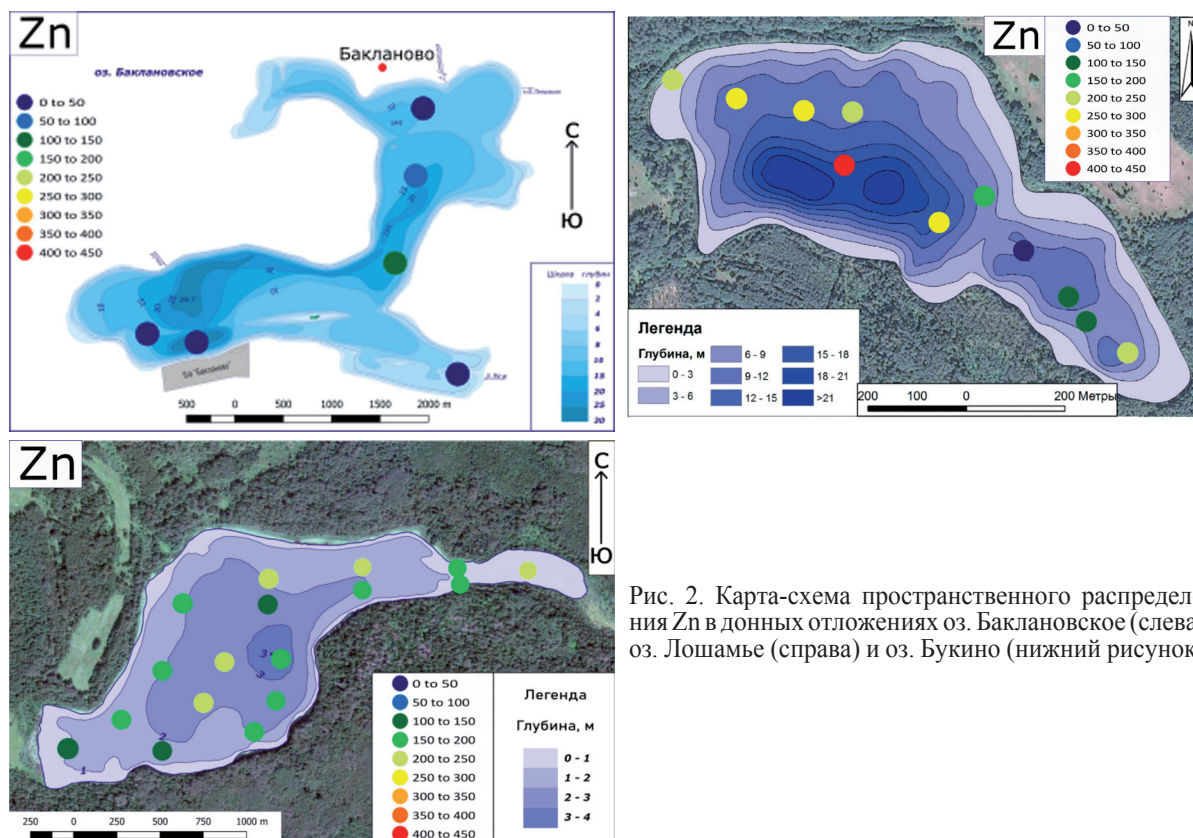


Рис. 2. Карта-схема пространственного распределения Zn в донных отложениях оз. Баклановское (слева), оз. Лошамье (справа) и оз. Букино (нижний рисунок).

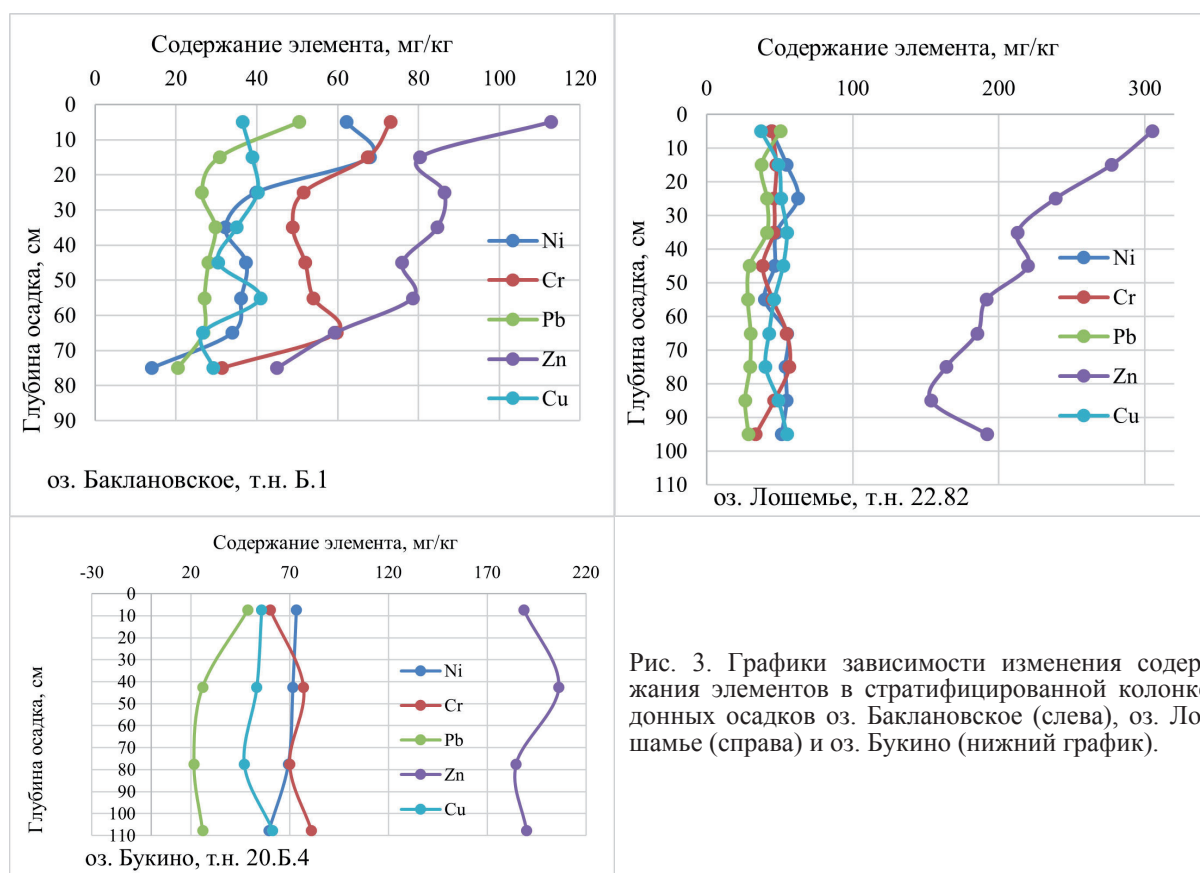


Рис. 3. Графики зависимости изменения содержания элементов в стратифицированной колонке донных осадков оз. Баклановское (слева), оз. Лошамье (справа) и оз. Букино (нижний график).

Согласно картам-схемам распределения Zn в поверхностных донных отложениях озер Лошамье и Букино прослеживается тенденция накопления данного ТМ в наиболее глубоких частях озер, куда с течением времени происходит миграция поступающих в озеро веществ. Кроме того, для оз. Букино наибольшие значения Zn отмечаются в его северной части, куда впадает протока, с которой в озеро могут поступать дополнительные вещества. Для оз. Баклановское наибольшие превышения концентраций Zn наблюдаются в центральной, наиболее узкой части озера и не совпадают с точками наибольшей глубины озера. Это может быть обусловлено особенностями рельефа дна и гранулометрического состава донных осадков данной площади (рис. 3).

В целях изучения накопленного за длительный период времени содержания ТМ в донных осадках были построены представленные ниже графики зависимости изменения содержания элементов (Ni, Cr, Pb, Zn, Cu) в стратифицированных колонках от глубины для исследуемых озер.

Сравнивая графики зависимости изменения содержания Ni, Cr, Pb, Zn, Cu с глубиной на озерах Лошамье и Баклановское можно отследить следующие закономерности. На озере Лошамье на протяжении всего разреза наблюдается постоянное содержание Ni, Cr, Pb, Cu, тогда как содержание Zn убывает с глубиной. Для озера Баклановское прослеживается закономерность уменьшения содержания всех тяжёлых металлов с глубиной. Это может быть связано с постепенной интенсификацией антропогенной деятельности на данной территории.

Для озера Букино характерно постоянство значений всех исследуемых элементов по всей глубине, что может свидетельствовать об отсутствии антропогенного воздействия на систему озера. Кроме того, характерно, что в нижней части разреза на озере Лошамье (глубина 90–110 см) значения содержания Zn соответствуют значениям на озере Букино, что говорит об общем для данных озер геохимическом фоне.

В целом, по содержанию тяжёлых металлов озеро Баклановское незначительно отличается от озер Лошамье и Букино. Следовательно, можно сделать вывод о наличии следов антропогенного воздействия и на относительно отдаленной от потенциальных источников воздействия территории. Абсолютные значения концентрации Zn в донных осадках этих озер Лошамье и Букино значи-

тельно превышают абсолютные значения концентрации Zn для озера Баклановское. Это может быть следствием природных характеристик данных территорий.

Выводы

В соответствии с полученными результатами сформулированы следующие выводы:

1. Наибольшие концентрации исследуемых ТМ наблюдаются в наиболее глубоких частях озёр.
2. Для донных осадков озер Баклановское и Лошамье отмечается антропогенное воздействие, о котором свидетельствует увеличение содержания ТМ от подошвы к кровле разреза, в отличие от оз. Букино, где все показатели не изменяются по разрезу.
3. Значительное падение содержания ТМ в осадках озер Баклановское и Лошамье наблюдается на интервале 30–40 см. По всей видимости, это интервал разреза отражает время начала антропогенного воздействия на данной территории.
4. Закономерности содержания ТМ в осадке рассматриваемых озер показывают, что даже на незначительной территории могут наблюдаться геохимические особенности на отдельных объектах. Так, значения цинка в осадках оз. Букино, которое по всем признакам не испытывало заметного антропогенного воздействия, соответствует значениям верхних горизонтов осадка озер, геохимический фон которых искажен в результате деятельности человека.

Литература

1. Кононова Л.А., Подлипский И.И., Зеленковский П.С., Хохряков В.Р. Расчёт коэффициента суммарного загрязнения в почвах и донных отложениях рекреационной зоны национального парка «Смоленское Поозерье» // Экологические проблемы недропользования. Сб. трудов конференции. Санкт-Петербург. Изд-во: Санкт-Петербургского государственного университета. 2016. С. 260–262.
2. Подлипский И.И., Зеленковский П.С. Эколого-геохимическая оценка состояния системы «водосборная площадь – донные отложения» озера Лошамье (национальный парк «Смоленское Поозерье») // Природа и общество: в поисках гармонии. Сб. трудов конференции. Смоленск. Изд-во: Смоленский гуманитарный университет. 2015. С. 128–137.
3. Подлипский И.И., Зеленковский П.С., Кононова Л.А., Хохряков В.Р. Эколого-геохимическая оценка состояния компонентов природной среды особо охраняемых природных территорий на примере национального парка «Смоленское Поозерье» // Экологические проблемы недропользования. Сб. трудов конференции. Санкт-Петербург. Изд-во: Санкт-Петербургский государственный университет. 2017. С. 59–67.
4. Терехова А.В., Зеленковский П.С., Подлипский И.И., Хохряков В.Р. Определение фоновых содержаний тяжелых металлов в почвах и донных осадках центральной части национального парка «Смоленское Поозерье» // Экологические проблемы недропользования. Сб. трудов конференции. Санкт-Петербург. Изд-во: Санкт-Петербургского государственного университета. 2017. С. 67–74.
5. Терехова А.В., Подлипский И.И., Зеленковский П.С., Хохряков В.Р. Разработка сети пробоотбора для комплексного эколого-геологического мониторинга территории национального парка «Смоленское Поозерье» // Природа и общество: в поисках гармонии. Сб. трудов конференции. Смоленск. Изд-во: Смоленский гуманитарный университет. 2016. С. 150–155.
6. Тютиков С.Ф. Биогеохимическая индикация: современное состояние и перспективы развития // Геохимия. № 10. 2017. С. 908.

ВЛИЯНИЯ ОТКРЫТОЙ РАЗРАБОТКИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ НА ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОТДЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ВОДНОГО БАЛАНСА ПО ТЕРРИТОРИИ (НА ПРИМЕРЕ МОСКОВСКОЙ ОБЛАСТИ)

Алентьев Ю.Ю.

ФГБУН Институт географии РАН, Лаборатория гидрологии, Москва, alentev49@mail.ru

С каждым годом объем добычи нерудных полезных ископаемых (ПИ), в том числе и строительных материалов, в России увеличивается. Из графика, представленного на рисунке 1, видно, что в среднем добыча строительных материалов увеличилась с 2016 г. на 10 %, резкое увеличение добычи строительных материалов приходится на период 2018 г., по добыче природного песка в дальнейшем (2019–2020 гг.) произошло незначительное снижение объемов его добычи, которое в целом не сказалось на всей динамике (Егоренков С.Н. и др., 2021).

Поскольку нерудные полезные ископаемые (строительные материалы) относятся к группе общераспространенных ПИ, то их добыча производится практически в каждой области. И Московская область в данном случае не является исключением. При этом для добычи общераспространенных полезных ископаемых используются открытые способы разработки. Карьеры являются одними из самых простых и дешевых способов добычи ПИ, но одновременно наименее природосберегающими способами добычи полезных ископаемых. Открытая разработка ПИ наносит серьезный урон окружающей среде. На это указывалось целым рядом экспертов в своих работах (Назаренко Н.В., 2011; Калиева К.Б. и др., 2017; Алентьев Ю.Ю., 2019 и др.). При этом при составлении типовых проектов (отчетов поисково-оценочной стадии по строительным полезным ископаемым) в главе, посвященной охране окружающей среды, аспектом, связанным с преобразованием рельефа территории, в результате которого в дальнейшем происходит изменение гидрогеологических и гидрологических условий участка, где размещен карьер, и прилегающей площади, уделяется незначительное внимание, или их описание вообще носит формальный характер. Что является категорически недопустимым, поскольку отсутствие или неправильная оценка изменения гидрогеологических и гидрологических условий в период разработки карьера может привести к тому, что в результате создания и функционирования горной выработки или принятия неправильных управленческих решений может произойти подтопление или полное разрушение жилых строений и объектов инфраструктуры, а также могут быть созданы неблагоприятные или опасные условия для эксплуатации самого карьера. Особенно это актуально для карьеров, расположенных на водосборных площадях вблизи достаточно крупных водотоков, поскольку такое размещение само по себе создает предпосылки к из-

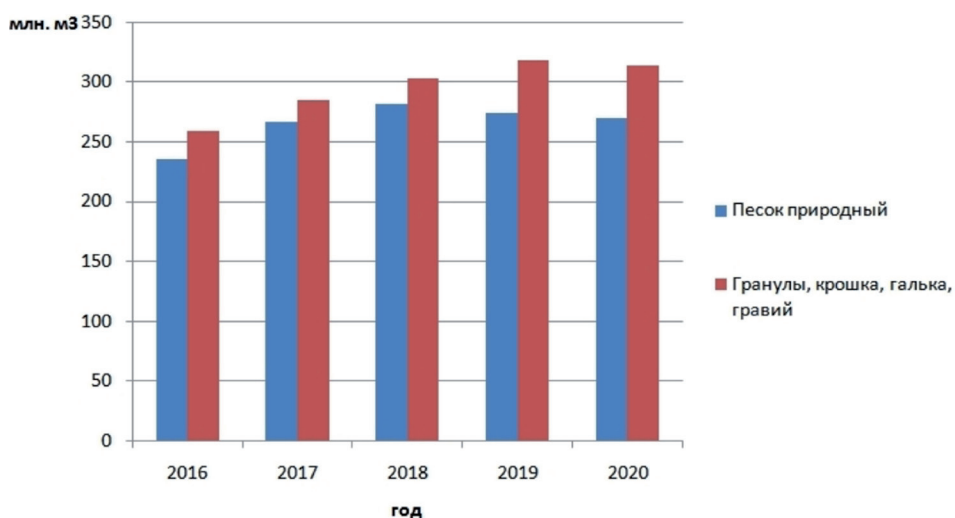


Рис. 1. График изменения добычи нерудных полезных ископаемых (строительных материалов).

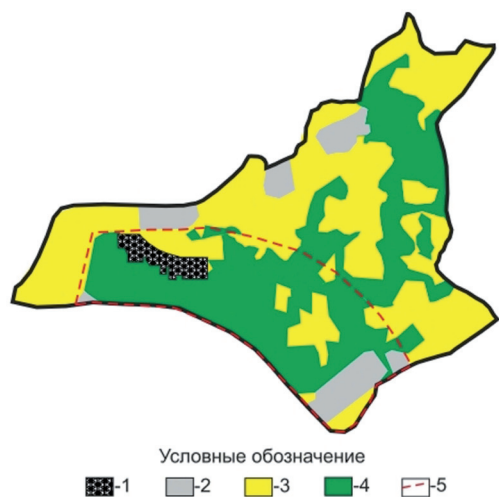


Рис. 2. Схема ландшафтного районирования исследуемой территории: 1 – карьер; 2 – населенные пункты; 3 – полевой ландшафт; 4 – лесной ландшафт; 5 – площадь влияния карьера.

по результатам обработки материалов рекогносцировочного обследования рассматриваемой территории. Коэффициент снеготаяния был рассчитан на основе метеоданных. При моделировании использовались метеорологические данные, полученные в результате многолетних наблюдений на ближайшей к территории исследования (27 километров) метеостанции, расположенной в районе города Наро-Фоминска. Результатом обработки метеорологических данных стал расчет коэффициента снеготаяния и построения графика среднемноголетнего распределения осадков в течение года приведенного на рисунке 3.

Результаты расчета элементов водного баланса годового цикла для исследуемой территории приведены на рисунках 4 (полевой ландшафт) и 5 (лесной ландшафт).

На основе результатов моделирования элементов водного баланса (рис. 4, 5.) и расчета площади карьера (0.48 км^2), лесного ландшафта (7.55 км^2), полевого ландшафта, жилой застройки и объектов инфраструктуры (2.64 км^2), попавших в зону влияния карьера (рис. 2), выполнен расчет водопритока в карьер с поверхностным стоком в среднемноголетний период и в период с максимальным количеством осадков (на основе анализа временного интервала с 2000 по 2020 гг.), а также расчет высоты затопления карьера (при условии ровного дна и отсутствии мероприятий по водоотведению и водопонижению). Результаты расчетов приводятся в таблице 1.

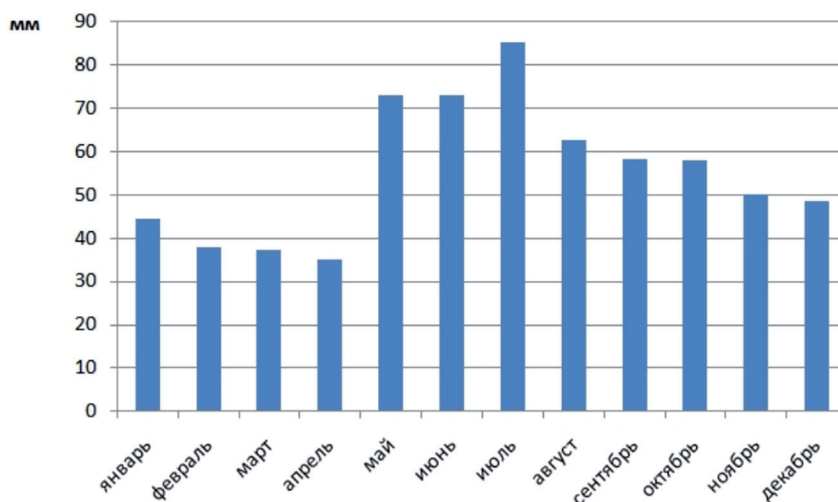


Рис. 3. График среднемноголетнего распределения осадков в течение года для исследуемой территории.

менению и перераспределению естественного поверхностного и подземного стока.

Для одного из таких карьеров, расположенных на территории Московской области, в непосредственной близости от Москвы-реки в программе SurfBal (разработанной Поздняковым С.П.), выполнен расчет элементов баланса для периода 2015–2019 гг. для двух характерных ландшафтов, расположенных на территории водосборной площади, на которой в 2017 г. был размещен карьер по добыче песка. На рисунке 2 приведена схема ландшафтного районирования исследуемой водосборной площади.

Исходными данными для проведения моделирования в программе SurfBal (Гриневский С.О., 2011) являются параметры растительности, коэффициенты снеготаяния, характеристика поверхности и метеорологические характеристики. Данные по параметрам растительности и характеристикам поверхности получены

Таблица 1. Результаты расчета водопритока и возможного затопления карьера.

| | Среднеголетний период | | Многоводный период (за 2000–2020 гг.) | |
|----------|--------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------|
| | Водоприток в карьер с поверхностным стоком (м ³) | Столб воды над дном карьера в результате водопритока (м) | Водоприток в карьер с поверхностным стоком (м ³) | Столб воды над дном карьера в результате водопритока(м) |
| январь | 0 | 0 | 0 | 0 |
| февраль | 0 | 0 | 0 | 0 |
| март | 207701 | 0.44 | 394718 | 0.83 |
| апрель | 62333 | 0.13 | 167983 | 0.35 |
| май | 125540 | 0.26 | 402626 | 0.85 |
| июнь | 132460 | 0.28 | 311968 | 0.66 |
| июль | 142374 | 0.30 | 434623 | 0.91 |
| август | 113458 | 0.24 | 559944 | 1.17 |
| сентябрь | 106757 | 0.22 | 426624 | 0.90 |
| октябрь | 108593 | 0.23 | 373296 | 0.78 |
| ноябрь | 92988 | 0.20 | 258640 | 0.54 |
| декабрь | 87388 | 0.18 | 339976 | 0.50 |
| ∑ за год | 1187730 | 2.50 | 2325100 | 4.89 |

Как видно из таблицы 1 в случае многоводного года рассматриваемый в работе карьер будет практически полностью затоплен (высота столба воды над дном карьера составит 4.89 м), при этом приведенные расчеты являются заниженными, поскольку не учтена разгрузка подземных вод.

Результаты проведенного моделирования и расчета подтверждают тезис о том, что при создании карьеров даже на общераспространенные полезные ископаемые в районах крупных водотоков необходимо проведение предварительных (не формальных) расчетов водопритоков в карьер и проектирования при необходимости мероприятий по водопонижению с учетом объектов расположенных ниже по потоку.

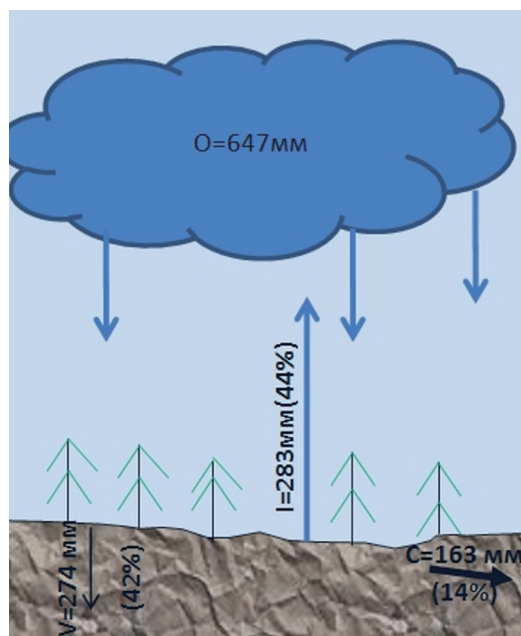


Рис. 4. Распределения элементов водного баланса для лесного ландшафта исследуемой территории.

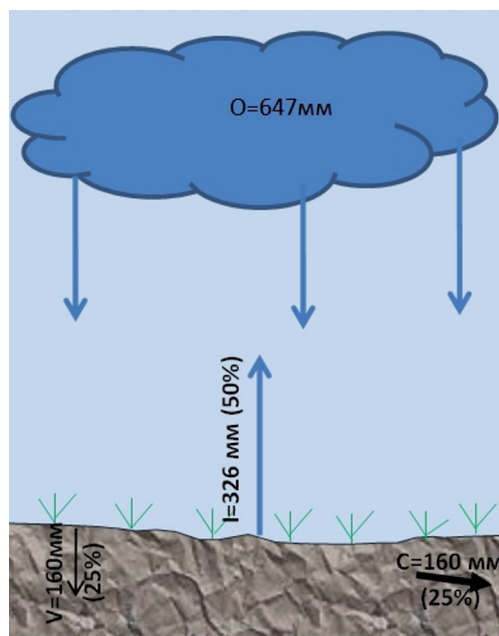


Рис. 5. Распределения элементов водного баланса для полевого ландшафта исследуемой территории.

O – количество осадков; I – испарения; V – впитывания в почву и инфильтрация; C – поверхностный сток.

Литература

1. Алентьев Ю.Ю. Влияния открытой разработки нерудных полезных ископаемых на трансформацию водосборной площади рек и химический состав поверхностных вод // Сергеевские чтения. Сб. научных трудов конференции. Пермь. Изд-во: Пермский гос. нац. исслед. ун-т. 2019. Вып. 21. С. 242–247.
2. Гриневский С.О. Гидрогеодинамическое моделирование взаимодействия подземных и поверхностных вод. М. Изд-во: Инфор-М. 2011. 152 с.
3. Егоренко С.Н. Промышленное производство в России. 2021. М. Изд-во: Росстата. 305 с.
4. Калиева К.Б., Ишкенов Б.Т. Воздействие на окружающую среду открытых горных разработок // Инновационная наука. № 11. 2017. С. 33–38.
5. Назаренко Н.В. Проблемы рекультивации нарушенных земель на карьерах общераспространенных полезных ископаемых в Белгородской области и пути их решения // Проблемы региональной экологии. 2011. № 2.

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МОРЕЙ РОССИИ: ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ

Барымова А.А., Скавинская Н.Ю.

ООО «Центр морских исследований МГУ им. М.В. Ломоносова», Москва, skavinskayany@gmail.com

Введение

В свете активного освоения шельфа морей России людей стала интересовать геоэкологическая обстановка среды в этих регионах, в частности – состояние донных отложений, так как донный грунт является как аккумулятором химических веществ, так и вторичным источником их поступления в водную толщу. Помимо оценки антропогенного влияния, необходимо иметь представление о фоновом (естественном) состоянии среды в районе потенциальных работ, так как в природе превышения нормативов встречаются не только по вине человека, но и по причине естественных геохимических аномалий.

Разными коммерческими и научными организациями ежегодно проводится большое количество экологических исследований и инженерно-экологических изысканий в акваториях Арктики, однако в настоящий момент существует ряд нерешённых задач, препятствующих развитию этого направления экологических исследований.

В этой публикации предлагаются к рассмотрению и обсуждению следующие проблемы: слабая степень изученности, сложности с публикацией данных, отсутствие нормативов для оценки степени загрязнённости, отсутствие общей базы данных.

Проблема 1. Степень и характер изученности

Исследование арктических морей России в силу их географического положения и метеорологических особенностей является очень ресурсозатратным мероприятием. Геоэкологические исследования с недавних пор набирают обороты, но всё же приоритетным и более развитым направлением выступает геологоразведка на шельфе. В связи с этим информация об экологическом состоянии морского дна практически отсутствует или носит точечный характер.

Проблема 2. Конфиденциальность данных

Ежегодно разными коммерческими организациями (в том числе ООО «Центр морских исследований МГУ им. М.В. Ломоносова») проводится большое количество экологических работ в акваториях России, но результаты этих исследований практически не публикуются, так как попадают по условиям договоров в разряд конфиденциальных данных. Согласование даже части информации для публикации оказывается очень проблематичной и требует длительного времени. Поэтому, несмотря на внушительный объём работ, данные о состоянии компонентов окружающей среды Арктического региона остаются точечными в пространственном, качественном и временном смысле.

Проблема 3. Нормативные документы

В России для определения степени загрязнённости донных отложений чаще всего используют ПДК (ГН 2.1.7.2041-06 «Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в почве») и ОДК (ГН 2.1.7.2511-09 «Ориентировочно допустимые концентрации (ОДК) химических веществ в почве») для почв. Но оба норматива были разработаны для почв, а не для донных грунтов.

Рассмотрим СП 47.13330.2012 «Инженерные изыскания для строительства. Основные положения». Согласно этому СП для донных отложений рассчитывается суммарный показатель загрязнения Z_c , который представляет собой сумму коэффициентов концентрации (K_c) токсикантов (загрязнителей) I, II и III классов токсикологической опасности по отношению к фоновым значениям. Для расчета этого показателя необходимо иметь фоновые значения для района исследования, коих чаще всего нет ввиду вышеописанных проблем.

В Приложении 1 СанПиНа 2.1.7.1287-03 «Санитарно-эпидемиологические требования к качеству почвы и грунтов» содержится таблица для оценки степени химического загрязнения почвы, основанная на расчете санитарного числа Хлебникова – отношение азота гумуса (почвенного органического вещества) к общему органическому азоту, состоящего из азота гумуса и азота посторонних для почвы органических веществ, которые ее загрязняют.

Применение почвенных нормативов при оценке уровня загрязненности донных отложений неправомерно, так как донные отложения представляют собой грунты, отличные от почв по ряду параметров (засоленность, рН, содержание органического вещества и т.д.).

В последние годы достаточно распространённым стало использование зарубежного нормативного документа – «Голландские листы» (Warmer, van Dokkum, 2002). Этот документ разработан с учетом фоновых содержаний загрязняющих веществ на территории Нидерландов и прилегающей акватории Северного моря, что делает его использование для других акваторий недостаточно корректным (Warmer, van Dokkum, 2002).

В России существует аналог «Голландским листам» – «Нормы и критерии оценки загрязненности донных отложений в водных объектах Санкт-Петербурга. Региональный норматив», разработанный ОАО «Ленморниипроект» по заказу Управления по охране окружающей среды мэрии Санкт-Петербурга (Нормы и критерии..., 1996). Но данный документ является переведенной версией голландского норматива без каких-либо адаптаций к региону.

Также стоит упомянуть норвежский норматив – «Классификация экологических оценок во фьордах и прибрежных водах. Инструкции» (Klassifisering av miljøvaliter i fiorder og kystfarvann. Veiledning, 1997), разработанный Норвежским институтом исследования воды (Norsk institusjon for vannforskning). Данный норматив применим только для мелкодисперсных осадков – глины и сулинки. В основе классификации лежит отношение элементов и соединений в избыточных концентрациях к фоновым значениям.

Таким образом, нормативные документы, позволяющие корректно оценивать и наблюдать в динамике экологическое состояние донных отложений российских акваторий, отсутствуют. Более стандартизованным и корректным методом оценки эколого-геологических условий шельфовых территорий является биотестирование.

Проблема 4. Отсутствие общей базы данных

Наконец, в ряду нерешённых задач стоит упомянуть отсутствие открытых геоэкологических баз данных. Подобные базы способствовали бы аккумуляции и систематизации данных, упрощению поиска информации, дали бы возможность оценивать фоновые значения, геохимические аномалии, осуществлять мониторинг, анализировать имеющиеся данные и планировать дальнейшие исследования. «Центр морских исследований МГУ им. М.В. Ломоносова» готовит прототип подобной базы и её визуализации в виде web-портала и приглашает всех заинтересованных к участию в её наполнении или использовании.

Литература

1. ГН 2.1.7.2041-06. Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в почве. [URL: <http://docs.cntd.ru/document/901966754>]. Дата обращения: 14.07.2022.
2. ГН 2.1.7.2511-09. Ориентировочно допустимые концентрации (ОДК) химических веществ в почве. [URL: <http://docs.cntd.ru/document/902163355>]. Дата обращения: 14.07.2022.
3. Нормы и критерии оценки загрязненности донных отложений в водных объектах Санкт-Петербурга // Региональный норматив, разработанный в рамках российско-голландского сотрудничества по программе PSO 95/RF/3/1. СПб. 1996. 20 с.
4. СанПиН 2.1.7.1287-03. «Санитарно-эпидемиологические требования к качеству почвы и грунтов». [URL: <http://docs.cntd.ru/document/901859456>]. Дата обращения: 14.07.2022.
5. СП 47.13330.2012. «Инженерные изыскания для строительства. Основные положения». [URL: <http://docs.cntd.ru/document/1200096789>]. Дата обращения: 14.07.2022.
6. Klassifisering av miljøvaliter i fiorder og kystfarvann. Veiledning. [URL: <https://www.miljodirektoratet.no/globalassets/publikasjoner/klif2/publikasjoner/2229/ta2229.pdf>]. Дата обращения: 14.07.2022.
7. Warmer H., van Dokkum R. 2002. Water pollution control in the Netherlands. Policy and practice 2001. Lelystad, RIZA: 77 p.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НАЦИОНАЛЬНОГО ПАРКА «СЕБЕЖСКИЙ»

Белая Н.А., Богданов Т.В., Горбунова А.В., Понамарчук Т.В.

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, lirey565@mail.ru

Объект исследования

Озёра Ороно и Себежское находятся на территории национального парка «Себежский». Национальный парк располагается на юго-западе Псковской области на границе с Беларусью и Латвией. Территория расположена на Себежской возвышенности. Преобладают камовые формы рельефа. В центре и на юге преобладают озерно-ледниковые и флювиогляциальные формы рельефа. Территория находится на водоразделе рек Западная Двина и Великая. Речная сеть густая. Все озера ледникового происхождения объединены многочисленными протоками.

На берегу изучаемых озёр находится город Себеж. В Себеже располагаются предприятия МУП «Райводоканал», МУП Себежского района «Теплоэнергия» и проходит автомобильная дорога вдоль береговой линии озера Ороно. Кроме того, в национальном парке используются 3 пешеходных, 1 водный и 2 автомобильных туристических маршрута.

Расположение озёр в селитебной зоне обуславливает необходимость повышенного внимания к экологическому состоянию водоемов. Донные отложения являются местом депонирования, где могут аккумулироваться различные поллютанты. Как следствие их изучение позволяет получить интегральную оценку состояния исследуемых озёр и их водосборной площади (Коннонова Л.А. и др., 2016; Терехова А.В. и др., 2017).

Материалы и методы

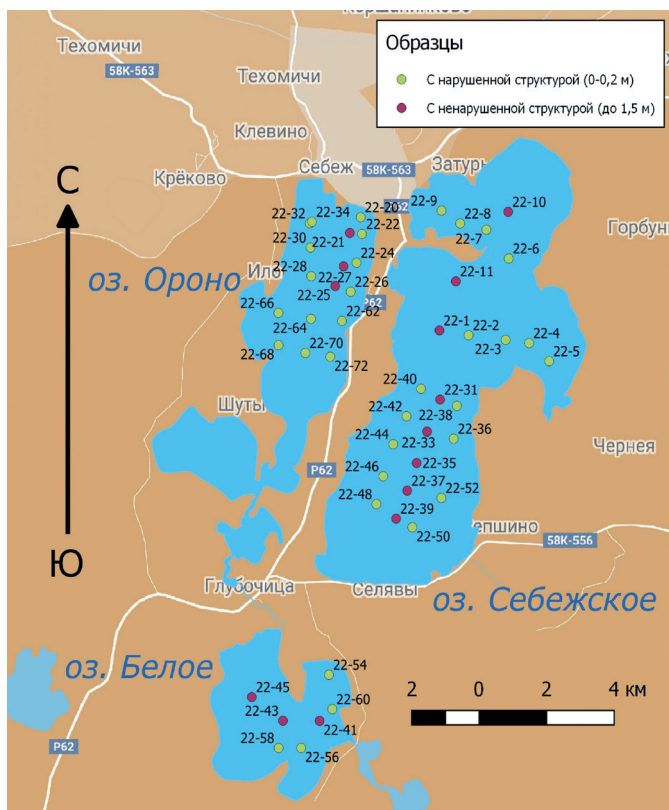


Рис. 1. Карта-схема точек отбора проб донных отложения на исследуемых озерах в Себежском национальном парке.

Для оценки поверхностного распределения загрязняющих веществ пробы отбирают из поверхностного слоя донных отложений с помощью дночерпателей. При определении распределения веществ в толще донных отложений (например, тяжелых металлов) и при исследовании распределения загрязняющих веществ по годам, пробы отбирают по слоям донных отложений, применяя стратиметры и трубки различных конструкций (Коннонова Л.А., 2016).

В период работ пробы поверхностных донных осадков отбирались с различных глубин при помощи бентосного дночерпателя Ван-Вина. Пробы отбирались по сети 500 × 500 м в полиэтиленовые мешочки с этикеткой номера пробы. В каждой точке отбора проб с помощью GPS-навигатора фиксировались координаты (рис. 1).

Также работы были направлены на отбор проб стратифицированных донных колонок с использованием пробоотборника ГОИН 1.5 м, позволяющего отбирать донные отложения без перемешивания слоев.

Образцы на анализ отбирались с каждых 10 см колонки или при выраженной смене слоев в соответствии с ГОСТ 17.1.5.01-80 «Общие требования к отбору проб донных отложений водных объектов для анализа на загрязненность» (Тютиков С.Ф., 2017).

В качестве фонового объекта было выбрано озеро Белое, так как оно расположено на расстоянии 9 км от города Себеж и основных источников воздействия.

Анализ отобранных образцов донных отложений на содержание Pb, As, Cr, Ni, Zn, Cu проводили рентгенофлуоресцентным методом с помощью рентгеновского анализатора AP-104.

Результаты исследований

По результатам анализа количество тяжелых металлов в поверхностном слое донных осадков можно признать невысоким (Ni – 29–54, Pb – 29–101, Zn – 35–163, Cu – 16–56 ppm). Содержание хрома повышено – 24–125. Наибольшим значением содержания характеризуется цинк. Было проведено сравнение полученных данных со схожими территориями, а также с территорией крупного города.

Таблица 1. Сравнение содержания (мг/кг) ТМ в поверхностном слое донных отложений по разным объектам.

| Объект/металл | Река Ольховка, промышленная зона (Опекунов А.Ю. и др., 2020) | Река Фонтанка, промышленная зона (Опекунов А.Ю. и др., 2020) | Озера Полистовского заповедника (Нестерук Г.В., 2019) (0–15 см) | Водоёмы Полистовского заповедника (Фёдорова Ю. А. и др., 2017) | Озеро Себежское, национальный парк «Себежский», рекреационная зона | Озеро Белое, национальный парк «Себежский», рекреационная зона | Кларк концентрации (Виноградов А.П., 1962) |
|---------------|--------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------|--------------------------------------------|
| № ячейки | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| Cu | 519±114 | 90.0±44.1 | 9.6 | 19 – 1.5–1.7 | 30 | 25 | 47 |
| Zn | 1073±189 | 352±145 | 17.9 | 143.9–5.5 | 96 | 100 | 83 |
| Ni | 79.9±14 | 34.9±14.7 | 8.2 | 17.8 – 2.1–4.6 | 39 | 41 | 58 |
| Cr | 438±158 | 67.2±27.4 | – | 45.89–48.05 – 2.88–28.22 | 58 | 56 | 83 |
| Pb | 2600±685 | 119±79.4 | 8.4 | 93.2–1.0 | 58 | 58 | 16 |

Примечание. «–» – не определено.

Из данных Опекунова А.Ю. и других (2020 г.) взято две реки с минимальным и максимальным загрязнением. В столбце 3 – средние данные по всем озерам Псковского заповедника из работы Фёдоровой Ю.А. (2017 г.) приведены на основании расположения площадок пробоотбора и схожего (ледникового) генезиса ландшафта. Данные столбца 4 выбраны исходя из тех же условий, а также для сравнения со столбцом 3. Столбцы 5 и 6 заполнены на основании медианных значений, полученных в результате пробоотбора. Кларк концентрации по Виноградову А.П (1962 г.) приведен для сравнения с усредненными значениями.

На рисунке 2 отображено площадное распределение цинка. Области с повышенными концентрациями цинка расположены вблизи населенных пунктов и автомобильных дорог.

Для оценки общих закономерностей распространения всех анализируемых элементов был использован комплексный показатель превышения фона элементов в донных осадках (рис. 3).

Формула для расчета средней концентрации химического элемента в почве была откорректирована и использована в целях расчета распределения суммарного показателя превышения фона элементов в донных осадках:

$$k = \sum_{i=1}^n \frac{C_i}{C_{fb}} - (n - 1),$$

где n – количество исследуемых металлов, C_i – значение, C_{fb} – фон.

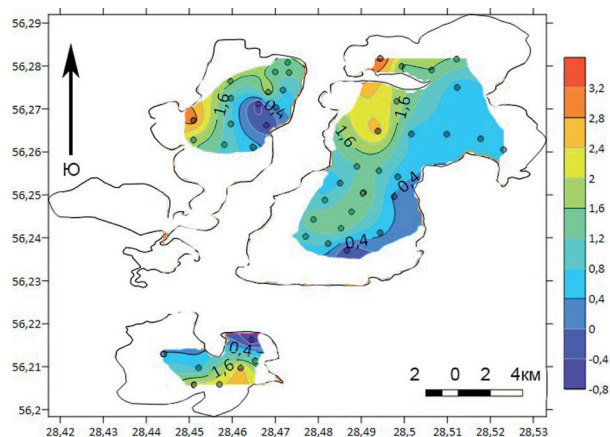
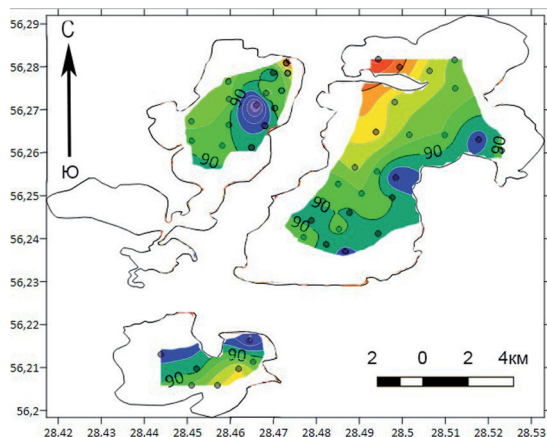


Рис. 2. Карта-схема распределения концентраций Zn в поверхностных пробах национального парка «Себежский» (ppm).

Рис. 3. Карта-схема распределения суммарного показателя превышения фона элементов в донных осадках национального парка «Себежский» (ppm).

В расчетах необходимо установить, что по точкам пробоотбора показатели содержания ниже фона. Чаще всего применяют показатель медианы (Иванюкович Г.А. и др., 2016).

По результатам анализа были составлены карта-схемы распределения тяжелых металлов в озёрах Белое, Ороно и Себежское. В качестве фона было выбрано медианное значение концентраций по озеру Белое (рис. 4).

На основании составленных карт-схем можно констатировать, что повышенные содержания тяжелых металлов приурочены к селитебной зоне – автомобильные дороги, сооружения, относящиеся к инфраструктуре города. Эта закономерность четко прослеживается: в целом наибольшие концентрации веществ связаны с проходящими вдоль береговых линий озер Ороно, Белое и Себежское автомобильных дорог.

Повышенные значения суммарного показателя превышения фона тяжелых металлов наблюдаются в восточной части оз. Ороно. Для выявления причин требуется проведение дополнительных исследований.

Отбор и последующий анализ стратифицированных проб донных осадков на озёрах Ороно, Белое и Себежское позволили установить общую картину характера осадконакопления и содержания тяжелых металлов, а также выявить закономерности их распределения в донных осадках.

На основании графических построений распределение тяжелых металлов на приведенных выше точках схоже. В верхней части на точке 22.41 отмечается повышение концентраций свинца и цинка. Концентрации свинца и цинка на точке 22.25 меньше, чем на 22.33 и 22.41. Концентра-

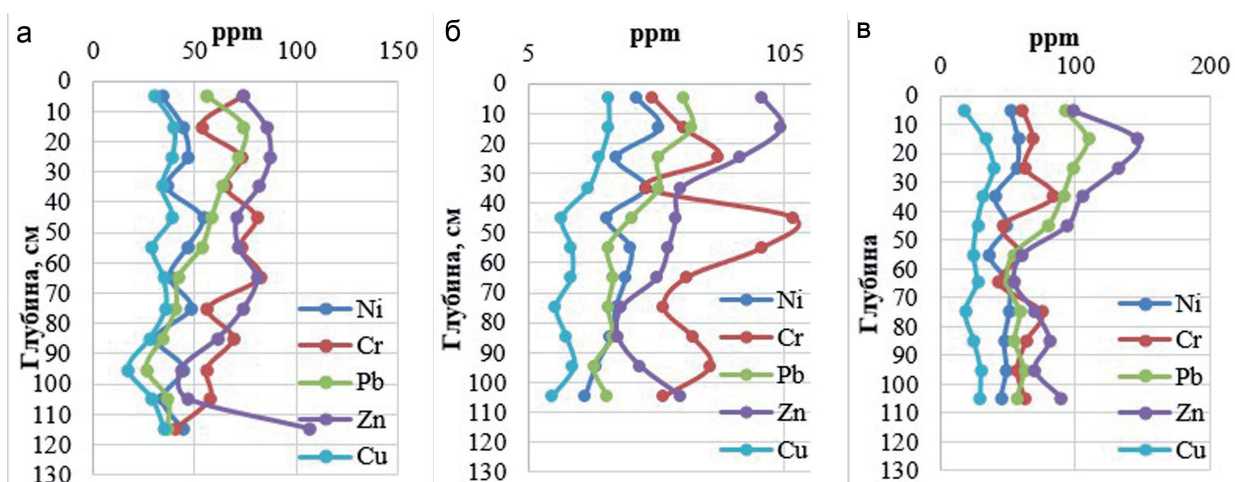


Рис. 4. Содержание тяжелых металлов в донных отложениях: а) на оз. Ороно в точке 22.25; б) на оз. Себежское в точке 22.33; в) на оз. Белое в точке 22.41.

ции хрома на точке 22.33 повышены относительно 22.25 и 22.41. Аномальные повышения концентрации на точке 22.33 на глубине 40–60 и цинка на точке 22.25 на глубине 110–120 требуют дальнейшего изучения.

Учитывая погрешность, мы можем выделить следующие закономерности распределения тяжелых металлов по колонке с глубиной: не меняется, меняется незначительно, меняется в зависимости от положения в разрезе. Содержание Ni и Cu практически не меняются по всей колонке. Разброс точек Cr связан с наибольшим порогом обнаружения и погрешностью.

Значения Zn и Pb максимальны к верхней части разреза, затем уменьшаются в 1.5–2 раза. По всей видимости мы можем диагностировать влияние человека. Zn связан с селитерной зоной.

Были высчитаны отношения частоты выявления того или иного значения в пробе.

Концентрации тяжелых металлов в донных отложениях на юге озера Белое повышаются. Медианные значения концентраций тяжелых металлов по изученным объектам отличаются незначительно. В связи с этим, озеро Белое нельзя считать фоновым объектом.

Выводы

1. Загрязнения тяжелыми металлами на изучаемых объектах не наблюдается. Мы можем диагностировать влияние селитерной зоны.
2. Повышенные содержания тяжелых металлов приурочены к селитерным зонам. Кроме того, выявлена зона в восточной части озера Ороно с повышенными концентрациями тяжелых металлов.
3. Превышения суммарного показателя превышения фона элементов в донных осадках присутствуют, но незначительны. В основном они обусловлены повышением содержания Zn, Pb, Cr.
4. Учитывая погрешность, мы можем выделить следующие закономерности распределения тяжелых металлов по колонке с глубиной. Мы выделили 3 варианта распределения: не меняется, меняется незначительно, меняется в зависимости от положения в разрезе. В основном, к 1 варианту относятся Ni и Cu; 2 вариант – Cr; 3 вариант – Zn и Pb.

Благодарность

Авторы выражают глубокую благодарность за помощь в камеральной обработке проб инженеру СПбГУ Сафарову Александру Ризаевичу, а также доценту кафедры экологической геологии СПбГУ, к.г.-м.н. Зеленковскому Павлу Сергеевичу за неоценимый вклад в создание работы и научное руководство.

Литература

1. Тютиков С.Ф. Биогеохимическая индикация: современное состояние и перспективы развития // Геохимия. № 10. 2017. С. 908.
2. Национальный парк «Себежский». Текст: электронный // priroda.pskov: [сайт]. URL: <https://priroda.pskov.ru/nacionalnyy-park-sebezskiy> (дата обращения: 30.04.2022).
3. Терехова А.В., Подлипский И.И., Зеленковский П.С., Хохряков В.Р. Определение фоновых содержания тяжелых металлов в почвах и донных осадках центральной части национального парка «Смоленское Поозерье» // Экологические проблемы недропользования. Матер. XVII междунар. молодежной научной конференции. 2017. С. 67–74.
4. Коннонова Л.А., Подлипский И.И., Зеленковский П.С., Хохряков В.Р. Рассчёт коэффициента суммарного загрязнения в почвах и донных отложениях рекреационной зоны национального парка «Смоленское Поозерье» // Экологические проблемы недропользования. Материалы XVI междунар. молодежной научной конференции. 2016. С. 260–262.
5. Иванюкович Г.А., Зеленковский П.С., Дуброва С.В. Статистический анализ загрязнения территории при экогеологическом картографировании // Экология и промышленность России. 2016. Т. 20. № 1. С. 37–41.
6. Опекунов А.Ю., Митрофанова Е.С., Спаский В.В., Опекунова М.Г., Шейнерман Н.А., Чернышова А.В. Химический состав и токсичность донных отложений малых водотоков Санкт-Петербурга // Водные ресурсы. 2020, Т. 47. № 2. С. 196–207.

7. Нестерук Г.В. Геохимия макро-, микроэлементов и метана в ландшафтах болот Псковской области: дисс. на соиск. к.г.н. 25.00.23 «Физическая география и биогеография, география почв и геохимия ландшафтов». Пермь. Изд-во: Ростов-на-Дону. 2019. 196 с.
8. Федоров Ю.А., Минкина Т.М., Шипкова, Нестерук Г.В. Тяжелые металлы в ландшафтах верховых болот Псковской области // География и природные ресурсы. 2017. № 2. С. 46–55.
9. ГОСТ 17.1.5.01-80 «Общие требования к отбору проб донных отложений водных объектов для анализа на загрязненность» [Электронный ресурс]. URL: <https://docs.cntd.ru/document/1200012787> (дата обращения 13.02.2022).

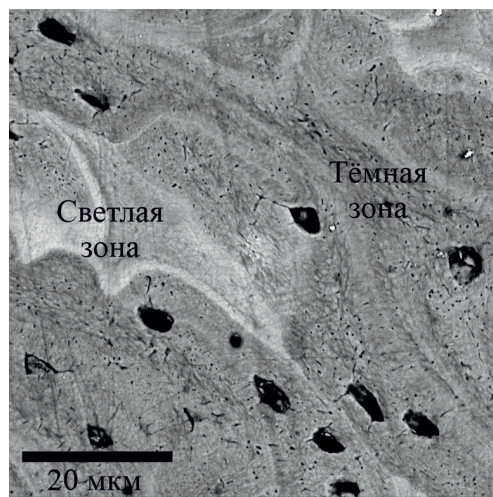
ИЗМЕНЕНИЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ГИДРОСИЛАПАТИТА ИЗ КОСТНОЙ ТКАНИ ПРИ ПОРАЖЕНИИ ОСТЕОПОРОЗОМ

Бибко А.А.^{1,2}, Бухарова О.В.¹

¹ Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, shkuro.yana@gmail.com

² Институт физики прочности и материаловедения Сибирского отделения РАН, Томск

Гидроксилапатит – минерал, который образуется в живом организме (биоминерал) в результате сложных физиогенных, биохимических реакций и участвующий в строение костной ткани, зубной эмали, а также проявляющий в патогенных новообразованиях организма, так называемые камни (Blumenthan et al., 1981). Характеристики (структурные и химические) минерала могут меняться в зависимости от факторов, определяющих механизмы минерализации. Гидроксилапатит костной ткани может на протяжении всей жизни организма как формироваться, так и подвергаться естественной физиогенной резорбции. Крайнее проявление резорбции может провоцировать остеопороз.



$$\text{Ca/P}_{\text{Тёмн}} = 2.28$$

$$\text{Ca/P}_{\text{Светл}} = 2.32$$

Рис. 1. Снимок костной ткани лабораторной крысы полученный при помощи РЭМ в обратно отраженных электронах.

Для исследования изменений характеристик минерала был проведен контролируемый эксперимент на лабораторных животных. Для провокации остеопороза у животного были удалены хирургическим путем яичники, что является симуляцией одной из причин остеопороза – менопаузы. Другое животное было оставлено без изменения в качестве стандарта для сравнения. Затем у животных были удалены трубчатые кости конечностей, высушены и изучены при помощи сканирующей электронной микроскопии (СЭМ), инфракрасной (ИК) спектроскопии. Исследования выполнены на оборудовании Томского регионального

центра коллективного пользования Национального исследовательского Томского государственного университета (грант Министерства науки и высшего образования Российской Федерации № 075-15-2021-693 (№ 13.ЦКП.21.0012)).

В результате анализа при помощи растрового электронного микроскопа было выявлено, что в костной ткани присутствует две зоны, отличающиеся по цвету: светлая и темная (рис. 1). Учитывая особенность метода, это может быть связано или с различным элементным составом, или с разной плотностью вещества, на участках. По результатам РСМА отношения видообразующих элементов минерала Ca/P между светлой и темной зонами незначительны, поэтому можно предполагать, что изменение цвета связано с плотностью вещества. В костной ткани больной особи фиксируется падение содержания кальция на ~ 4–6 вес. % и падение содержания фосфора на ~ 2 вес. %.

По результатам ИК спектроскопии фиксируется увеличение содержания карбонатной группы в гидроксилапатите больной особи. О том, что это карбонатная группа, принадлежащая именно структуре гидроксилапатита, а не органическим соединениям, писали в своей статье Chang and Tanaka (Chang and Tanaka, 2002). Также большую интенсивность пика соответствующему асимметричным деформационным колебаниям PO_4 (рис. 2).

Таким образом в апатите из костной ткани при поражении остеопорозом фиксируется, что дефицит фосфора компенсируется карбонатной группой.

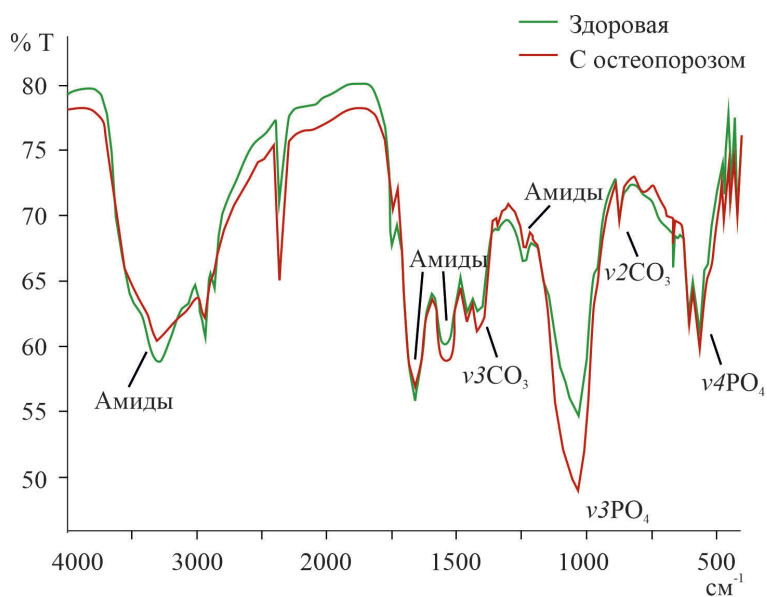


Рис. 2. ИК-спектр гидроксиапатита из костной ткани лабораторных животных.

Работа выполнена в рамках госзадания Министерства науки и высшего образования РФ (проект № SWM-2020-0041).

Литература

1. Blumenthal N.C., Betts F., Posner A.S. Formation and structure of Ca-deficient hydroxyapatite // *Calcified Tissue International*. 1981. Т. 33. № 1. С. 111–117. <https://doi.org/10.1007/BF02409422>.
2. Chang M.C., Tanaka J. FT-IR study for hydroxyapatite/collagen nanocomposite cross-linked by glutaraldehyde // *Biomaterials*. 2002. Т. 23. № 24. С. 4811–4818. [https://doi.org/10.1016/S0142-9612\(02\)00232-6](https://doi.org/10.1016/S0142-9612(02)00232-6).

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЯЖЁЛЫХ МЕТАЛЛОВ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОЗЕРА СУУРИ

Богданов Т.В., Питлев Р.А.

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, tima.bogdanov.2001@mail.ru

Введение

Донные отложения – это депонирующая среда, которая способна накапливать в себе различные химические соединения и элементы, тем самым отражая характер их распространения вблизи водного объекта. В свою очередь тяжелые металлы, которые имеют тенденцию к накоплению в подобных средах, являются важным индикатором антропогенного воздействия на тот или иной объект окружающей среды. В связи с этим, изучение валового содержания тяжелых металлов в различных компонентах природной среды предоставляет возможность своевременно выявить наличие нагрузки на среду в результате деятельности человека (Коннонова, 2016; Подлипский, 2015).

Исследуемое озеро Суури находится вблизи побережья Ладожского озера в 3 км от посёлка Кузнечное и прилегает к территории учебно-научной базы «Приладожская» Санкт-Петербургского государственного университета. Озеро находится в межсельговом понижении, является проточным и не пересыхает (притоки берут начало из оз. Петкярви, а ручей Мянтю-Лампи вытекает из оз. Суури, соединяя его с Ладожским озером).

В феврале 2022 г. на оз. Суури в Ленинградской области в ходе проведения учебной экологической практики по зимней лимнологии были отобраны стратифицированные пробы донных отложений. Дальнейшая обработка и анализ отобранных материалов позволили сделать вывод о характере распространения некоторых тяжелых металлов в отложениях оз. Суури.

Материалы и методы исследования

Отбор проб стратифицированных донных отложений производился в период с 14 по 22 февраля 2022 г. в ходе учебной практики. Для отбора непосредственно стратифицированной колонки донного осадка использовался пробоотборник ГОИН-1.5, который позволяет отобрать донный осадок вплоть до его глубины в 1.5 метра. Для наглядности содержания тяжелых металлов в различных слоях по глубине осадка, отбор проб осуществлялся через каждые 10 см отобранной колонки или при заметной смене фракции или цвета отложений. Пробы отбирались в герметичные полиэтиленовые мешочки с вложением в них этикетки с номером отобранной пробы.

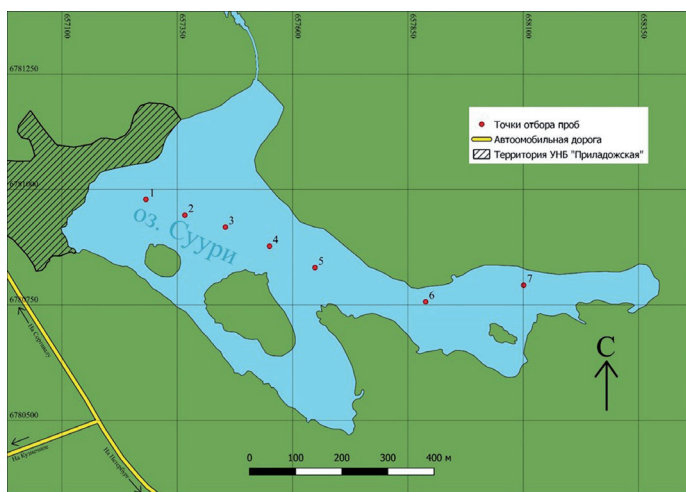


Рис. 1. Карта озера Суури с точками отбора проб. Составлена авторами.

Сеть пробоотбора располагалась таким образом, чтобы охватить центральную и наиболее глубокую часть озера, в которой, предположительно, возможно накопление загрязняющих веществ. Точки отбора расположены через 100 м по центральному профилю озера, а также дополнительно были заложены две точки на некотором удалении от него в западной части озера. Таким образом, сеть пробоотбора имела следующий вид (рис. 1).

Таким образом, всего было заложено 7 точек отбора проб, а всего было отобрано 74 пробы. Отбор стратифицированных колонок с ненарушенной структурой проводился в соответствии с ГОСТ

17.1.5.01-80 «Общие требования к отбору проб донных отложений водных объектов для анализа на загрязнённость».

Далее отобранные пробы были доставлены в лабораторию пробоподготовки и пробообработки Института наук о Земле СПбГУ, где они были высушены в сушильных шкафах до воздушно-сухого состояния. После этого при использовании планетарной мельницы Pulverisette 7 и керамической ступки с пестиком пробы были измельчены до пылеватого тонкозернистого состояния (крупность зёрен – < 3 мм).

Непосредственно анализ обработанных проб производился рентгенофлуоресцентным методом с помощью рентгеновского анализатора AP-104 (Грабовский, 1991). С его помощью было определено содержание таких тяжелых металлов, как Ni, Cr, Pb, Zn, Cu, поскольку именно эти металлы являются главными индикаторами антропогенного воздействия на окружающую среду (Терехова, 2017; Коннонова, 2016). Конечным итогом анализа материалов являлось количественное содержание (в мг/кг) исследуемых тяжелых металлов в каждой пробе. Далее эти результаты были подвергнуты математической обработке.

Результаты обработки материалов

В качестве обработки в первую очередь был произведен расчёт фоновых концентраций данных металлов в донных отложениях оз. Суури путем расчета по медиане, вследствие её свойства робастности – нечувствительности к различным отклонениям и неоднородностям в выборке, связанными с теми или иными причинами (как правило, ошибками). На основании данных расчетов была составлена следующая таблица 1:

Таблица 1. Результаты расчета фоновых концентраций со среднестатистической погрешностью.

| | Ni ppm | Cr ppm | Pb ppm | Zn ppm | Cu ppm |
|----------------------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Фоновая концентрация | 96 | 111 | 35 | 162 | 79 |
| Погрешность | ± 5 | ± 4 | ± 2 | ± 12 | ± 4 |

В качестве наглядной демонстрации полученных в ходе обработки значений, были построены графики изменения концентрации тяжёлых металлов в зависимости от глубины осадка для каждой точки. В качестве примера приводятся подобные графики для точек 4 и 7 (рис. 2):

Как можно заметить, точка 4 характеризуется особенно большими концентрациями Zn (самые большие среди всех отобранных проб – до 220 мг/кг). Также, на глубине осадка от 30 до 60 см наблюдается понижение концентрации Ni и Zn, а на глубине 65 см их концентрация резко возрастает и вновь начинает превышать медианные значения, после чего вновь снижается и становится ниже фоновой. Дополнительно следует отметить общий тренд увеличения концентрации тяжелых металлов (за исключением Cr) в верхних слоях отложений. В этом плане схожая ситуация наблюдается на точ-

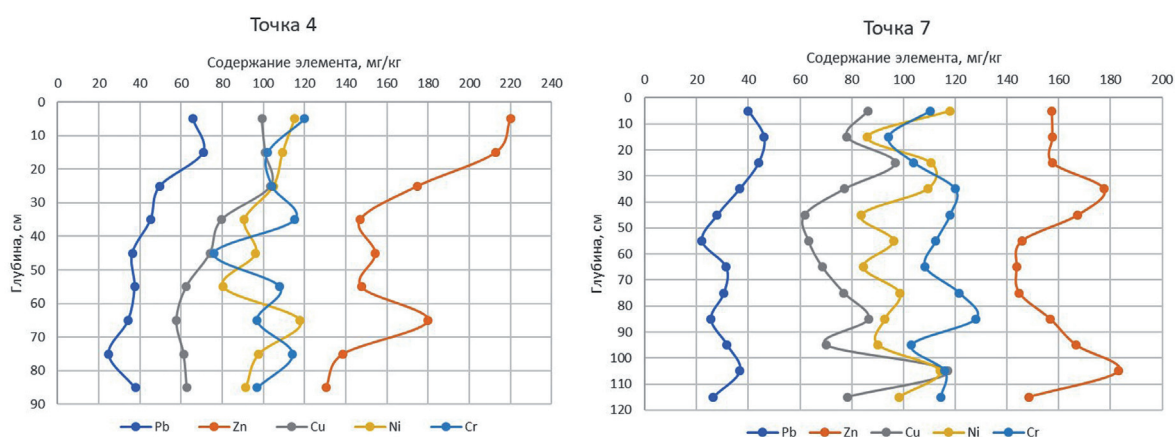


Рис. 2. Графики изменения концентрации тяжёлых металлов на точках 4 и 7.

ке 7, где в придонных слоях резко возрастают содержания Cu, Ni, Cr, подобный скачок присутствует и на глубине 30–35 см. Далее концентрация металлов несколько уменьшается или имеет скачкообразный характер, а на глубине 105 см вновь наблюдается резкое увеличение их содержания.

В целом, обобщая данные со всех графиков, можно сказать, что концентрации Cu, Ni и Cr с увеличением глубины осадка практически не изменяются, а концентрации Pb и Zn имеют слабый тренд на понижение концентрации с глубиной. Также для многих точек характерно высокое содержание Zn, Pb и Cr в придонных слоях осадка, что напрямую можно связать с антропогенной деятельностью.

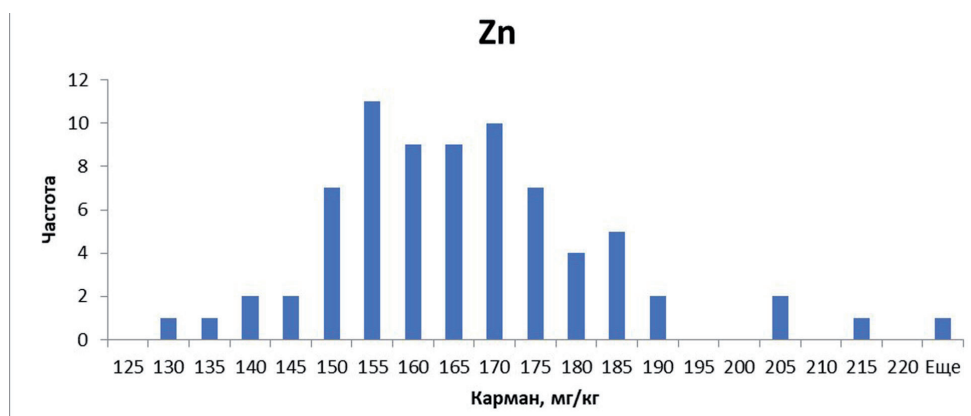


Рис. 3 Гистограмма распределения цинка в донных осадках оз. Суури.

В качестве дополнительного метода обработки были построены гистограммы распределения каждого из металлов, что наглядно отражает характер распределения металлов в донном осадке, которые в целом имеют схожий внешний вид. Для примера приведена подобная гистограмма для Zn (рис. 3):

Можно заметить, что выборка достаточно явно разделяется на два вида: антропогенную и природную. Природное распределение содержания в данном случае характеризуется наибольшей частотой повторяемости вблизи медианного значения (160 мг/кг), при этом наблюдаемая частота в левой части графика с минимальными значениями объясняется присутствием песчаного осадка, в котором тяжёлые металлы практически не накапливаются.

В правой же части графика наблюдается выраженное антропогенное влияние, которое характеризуется высокими концентрациями металлов. Подобный уровень концентраций в природных условиях может объясняться лишь наличием резкого перехода к более мелкой фракции осадка и наличием геохимического барьера, однако подобной обстановки в озере Суури не наблюдалось, что позволяет сделать вывод об антропогенном происхождении подобных концентраций.

Главный загрязнитель и причина повышенных концентраций Zn и Pb в донных осадках озера – автотранспорт, поскольку вблизи озера расположена автомобильная дорога А-121 – «Сортавала». В придорожное пространство цинк поступает в результате истирания деталей и оцинкованных поверхностей, износа шин и использования моторных масел с содержанием цинковых антиокислительных присадок. В последнее время для борьбы с коррозией широко используется оцинковка кузовных деталей автомобилей, в первую очередь днища, что влечет за собой дополнительное поступление Zn в окружающую среду (Петрова, 2013). Свинец же относится к числу приоритетных загрязнителей, которые попадают в атмосферу с отработанными газами автомобилей, поскольку при сгорании этилированных бензинов около половины содержащегося свинца попадают в выхлопные газы и, как следствие, в атмосферу (Парфенова, 2013).

Выводы

1. В целом можно сказать, что влияние человека на концентрации исследуемых тяжелых металлов в донных отложениях оз. Суури невелико. Данный вывод позволяют сделать гистограммы

распределения, где заметна гораздо большая частота повторяемости природных концентраций относительно антропогенных.

2. На основании анализа графиков изменения концентрации тяжелых металлов с глубиной можно сказать, что наблюдается слабый тренд на понижение концентрации Pb и Zn с глубиной осадка, а у поверхности дна их концентрация заметно превышает фоновые показатели для озера. Относительно фонового значения с глубиной практически не изменяются концентрации Cu, Ni и Cr, однако на некоторых точках встречается превышение значения концентрации хрома относительно фона, у поверхности дна.

3. Тяжелые металлы в донных отложениях являются характерным индикатором антропогенного воздействия на территорию, поэтому анализ их валового содержания предоставляет возможность своевременно выявить наличие нагрузки на окружающую среду вследствие деятельности человека. В случае оз. Суури закономерен вывод о небольшом, но заметном влиянии человека на его экосистему.

Литература

1. ГОСТ 17.1.5.01-80 «Общие требования к отбору проб донных отложений водных объектов для анализа на загрязненность» [Электронный ресурс]. URL: <https://docs.cntd.ru/document/1200012787> (Дата обращения 14.02.2022);
2. Грабовский А.В. Анализатор рентгеновский AP-104. Техническое описание и инструкция по эксплуатации. Особое конструкторское бюро НПО «Рудгеофизика» Малое государственное предприятие «Гея». Ленинград. 1991.
3. Коннонова Л.А., Подлипский И.И., Зеленковский П.С., Хохряков В.Р. Рассчёт коэффициента суммарного загрязнения в почвах и донных отложениях рекреационной зоны национального парка «Смоленское Поозерье» // Экологические проблемы недропользования. Сб. трудов конференции. Изд-во: Санкт-Петербургского государственного университета. 2016. С. 260–262.
4. Парфенова Е.А., Полянкова Е.А., Шаркова С.Ю. Влияние выбросов автотранспорта на загрязнение серых лесных почв тяжелыми металлами // Молодежь. Наука. Инновации: материалы международной научно-практической конференции. Пенза. 2013.
5. Петрова Е. Е., Райхерт Е. В. Влияние автотранспорта на накопление цинка и свинца в почвах и их биологическое поглощение пшеницей мягкой (*Triticum aestivum*) в придорожных агроценозах (в условиях Алейского района Алтайского края) // Известия АлтГУ. 2013. №3 (79) С. 42-46.
6. Подлипский И.И., Зеленковский П.С. Методика проведения эколого-геологической оценки состояния донных отложений озера Сапшо (национальный парк «Смоленское Поозерье») // Школа экологической геологии и рационального недропользования – 2015. Сб. трудов конференции. Изд-во: Санкт-Петербургского государственного университета. 2015. С. 52–57.
7. Терехова А.В, Зеленковский П.С., Подлипский И.И., Хохряков В.Р. Определение фоновых содержаний тяжелых металлов в почвах и донных осадках центральной части национального парка «Смоленское Поозерье» // Экологические проблемы недропользования. Сб. трудов конференции. Санкт-Петербург. Изд-во: Санкт-Петербургский государственный университет. 2017. С. 67–74.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ОТВАЛОВ ШАХТЫ ЛЮПИККО (ПИТКЯРАНТСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН)

Воробей С.С.¹, Конышев А.А.^{1,2}, Сидкина Е.С.¹

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, patesonchic77@mail.ru

² Карельский научный центр РАН, Петрозаводск

Изучаемые объекты – шахты Люпикко, расположены в Питкярантском рудном районе на северо-восточной оконечности Ладожского озера и относятся к одноименному административному району Республики Карелия. Месторождение Люпикко было открыто в 1856 г. крестьянином Я. Павловым. Изначально его разведывали на медь, но вместо медной минерализации разрабатывали на магнетитовую руду.

В настоящее время для изучения интересны отвалы железорудных шахт Люпикко, которые богаты своей минералогией, где отмечаются различные метасоматиты (скарны, апоскарновые грейзены) и рудопроявления с комплексным железо-полиметаллическим-оловянным и редкометальным оруденением. Главный минерал на рудном поле Люпикко – *магнетит* (рис. 1). Совместно с магнетитом в руде отмечается сфалерит (рис. 1), флюорит, халькопирит, пирит, касситерит и галенит (Булах и др., 1961; Волошин и др., 1988; Нефедов, 1967). Основными минералами скарнов выступают диопсид, флогопит, магнетит, везувиан и кальцит, в подчиненных количествах находятся амфиболы, гранат. В аподоломитовых и апоскарновых грейзенах – наблюдается обогащение фтором и калием, где основными минералами являются флюорит и изоморфный ряд системы флогопит-аннит-сидерофиллит.

Следует отметить, что практически по всем породам, а в особенности по магнезиальным скарнам, развиваются гидротермальные минералы – группа серпентина и хлорита, кальцита, флюорита (рис. 1). Широко распространенными в грейзенах и апоскарновых гидротермалитах являются халькогениды, а именно: пирротин, халькопирит и сфалерит (рис. 2). В меньших количествах присутствуют пирит, шеелит, кубанит, лёллингит, галенит, молибденит. В грейзенах встречаются самородный висмут, теллуриды Bi, Pb, Ag и Au, члены ряда золото–серебро (Пеков и др., 2008).

Проведенные ранее исследования показали повышенные относительно геохимического фона концентрации Fe, Zn, Ni, Co, Sr, Cd, U в природных водах района шахты Люпикко (Коньшев и др., 2021). Поскольку территория характеризуется развитой гидрографической сетью, состоящей из небольших ручьев и рек, в которые в том числе стекают атмосферные воды дренирующие породы отвалов, важно рассматривать проблему загрязнения водной среды комплексно.

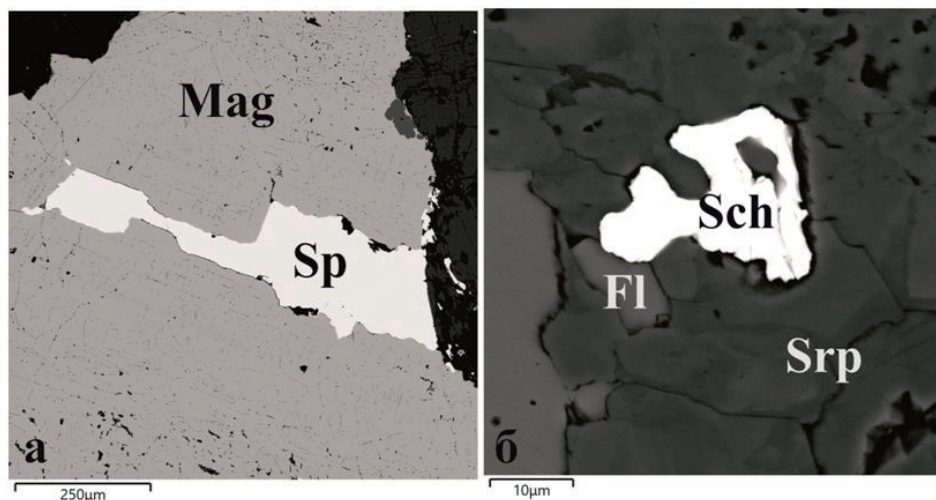


Рис. 1. Контакт минеральных фаз: а) идиоморфные кристаллы магнетита с более поздним выделением вытянутого зерна сфалерита внутри; б) неправильное кляксообразное зерно шеелита на контакте с флюоритом в серпентиновой матрице. Изображение в обратно-рассеянных электронах.

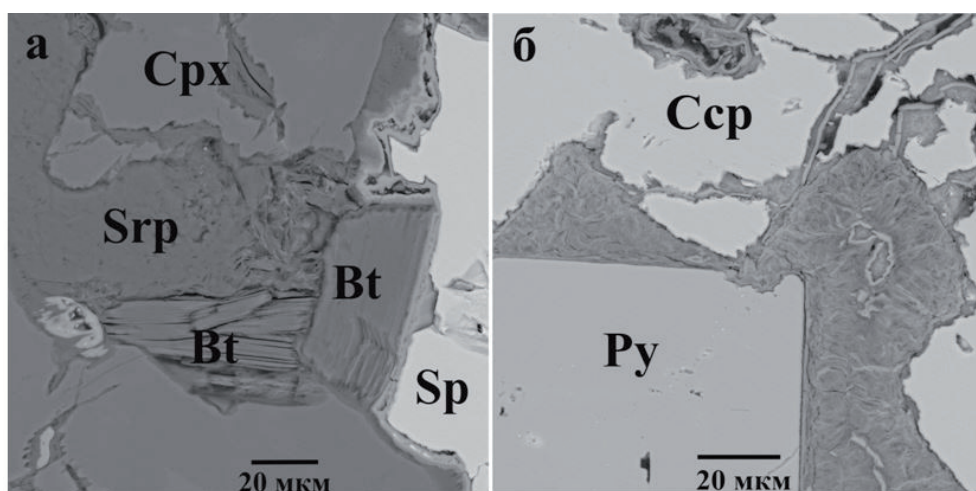


Рис. 2. Зона контакта сульфидных минералов: а) сфалерит в сростании с крупной чешуйкой биотита; б) кубический пирита на границе с халькопиритом. Изображение в обратно-рассеянных электронах.

Целью настоящего исследования является определение минерального и химического состава пород, чтобы иметь представление об источниках элементов-загрязнителей. Данный факт определяет важность детального изучения пород шахты.

В ходе полевых работ были отобраны образцы, из которых сделаны петрографические шлифы. Минеральный состав пород подробно изучался с помощью современных аналитических методов исследований. При помощи оптического микроскопа Carl Zeiss (Германия) определен минеральный состав основных минералов, а с использованием сканирующей электронной микроскопии (SEM) на электронном микроскопе Mira3 (Tescan) соединенном с энергодисперсионным спектрометром X-MAX (Oxford Instruments), в ГЕОХИ РАН изучен более детально минеральный и химический состав каждой фазы.

В процессе исследований было подтверждено, что идентифицированные фазы (магнетит, сфалерит, пирит, халькопирит и другие минералы) содержат в себе ряд элементов, таких как Fe, Zn, Ni, Co, Sr, Cd, U. Вероятно эти минералы и являются источниками вышеперечисленных химических элементов. Поэтому интерес к изучению минерального и химического состава пород шахты Люпикко является достаточно актуальным на сегодняшний день, поскольку позволит более подробно подойти к вопросу изучения загрязнения природных вод района.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-77-10011.

Литература

1. Булах А.Г., Франк-Каменецкий В.А. Геологическая экскурсия в окрестности Питкяранты. Петрозаводск. Изд-во: Госкарелиздат. 1961. 105 с.
2. Волошин А.В., Пахомовский Я.А. О стокезите из гранитных пегматитов Кольского п-ова и скарноидов Карелии (Питкяранта) // Новые данные о минералах СССР. М. Изд-во: Наука. 1988. С. 36–39.
3. Коньшев А.А., Сидкина Е.С., Солдатова Е.А., Черкасова Е.В., Бугаев И.А., Торопов А.С., Догадкин Д.Н., Громьяк И.Н., Николаева И.Ю. Химический состав и формы нахождения металлов в водах района шахты «Люпикко-1» (Питкярантский рудный район, Карелия) // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2021. № 6. С. 55–67.
4. Литвиненко А.В., Богданова М.С., Карпечко В.А., Литвинова И.А., Филатов Н.Н. Водные ресурсы Карелии: основные проблемы рационального использования и охраны // Тр. КарНЦ РАН. 2011. № 4. С. 12–20.
5. Нефедов Е.И. Берборит, новый минерал // ДАН СССР. Сер. геологическая. 1967. № 174. С. 189–192.
6. Пеков И.В., Власов Е.А., Герасимова Е.И. Питкярантская учебная минералогическая практика. М. Изд-во: ООО «МАКС Пресс». 2008. 60 с.
7. Larin A.M. Ore mineralisation / Naapala I., Ramo O.T., Salonsaari P.T. (eds.) // Salmi Batholith and Pitkaranta Ore Field in Soviet Karelia. Espoo, Finland, University of Helsinki, 1991. P. 19–34.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ И КОРРЕЛЯЦИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ФАМЕНСКОГО ЯРУСА ТОЛЩ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА

Гаврусев З.В.

Гомельский государственный университет им. Ф. Скорины. Гомель. Республика Беларусь. zakhar.gavrusev.01@mail.ru

Отложения девонской системы широко распространены на территории Беларуси (рис. 1). Они характеризуются разнофациальным составом, варьирующей мощностью и различной стратиграфической полнотой разреза.

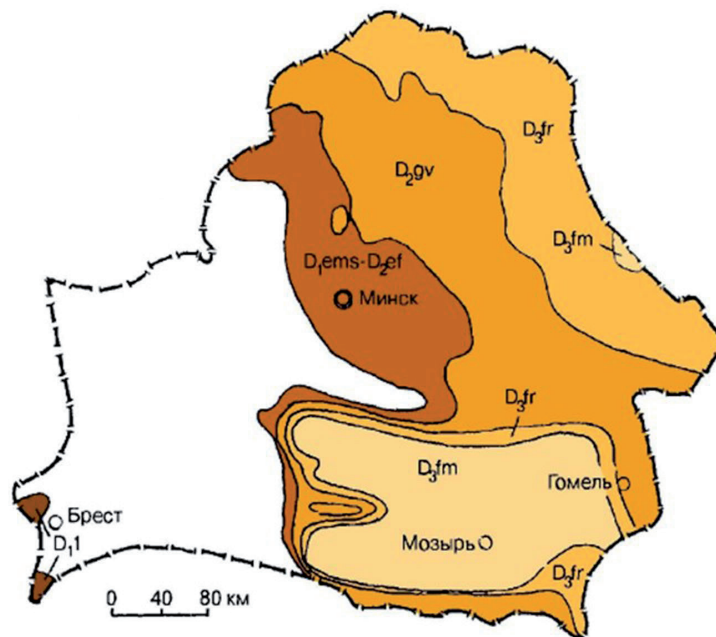


Рис. 1. Схема распространения отложений девонской системы по территории Беларуси.

D_{1l} – Лохковской ярус раннего девона; D_{1ems} – D_{2ef} – нерасчлененные отложения эмско-эйфельского яруса нижнего-среднего девона; D_{2gv} – Живетский ярус среднего девона; D_{3f} – Франский ярус верхнего девона; D_{3fm} – Фаменский ярус верхнего девона.

Новая стратиграфическая схема девонских отложений Беларуси в целом сохраняет преемственность Стратиграфической схемы девонских отложений Беларуси 1981 г., необходимость обновления которой обусловлена изменениями в Международной стратиграфической шкале, принятыми Международной подкомиссией по девону, наличием новых данных, полученных в результате проведенных в последние 25 лет буровых, палеонтолого-стратиграфических – и литофациальных исследований (Региональная стратиграфическая схема четвертичных (антропогенных) отложений Белоруссии, 1981; в соавторстве, 1983).

Верхний отдел девонской системы (D_{3f}) на территории Беларуси представлен образованиями франского (D_{3f}) и фаменского (D_{3fm}) ярусов. Проведем корреляцию нерасчлененных толщ фаменского яруса (D_{3fm}) по стратиграфическим схемам 1981 и 2010 гг. (С.А. Кручек, А.В. Матвеев, Т.В. Якубовская и др., 2010) (рис. 2).

Фаменский ярус (D_{3fm}) согласно решению, принятому Международной подкомиссией по стратиграфии девона, подразделяется на четыре подъяруса. Утверждена на данное время лишь нижняя граница самого верхнего подъяруса, в основании конодонтовой зоны *Upper expansa*, что соответствует примерно основанию верхнестаробинских слоев в Припятском прогибе.

Отложения фаменского яруса (D_{3fm}) на территории Беларуси распространены в Юго-восточном структурно-фациальном районе, где они характеризуются большой мощностью и полным

Схема сопоставления стратиграфических подразделений восточной части Припятского прогиба

| Региональная схема 1981 г. | | | | | Региональная схема 2010 г. с уточнениями | | | | | | |
|----------------------------|------------------|------|---------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------|-------|------|------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------|------|-------------------|
| Стратиграфическая шкала | | | | | Стратиграфическая шкала | | | | | | |
| Система | Отдел | Ярус | Горизонт | Слой | Система | Отдел | Ярус | Поверхность | Надгоризонт, горизонт | Слой | Толща |
| P-N+A | | | | | P-N-Q | | | | | | И Д С О Л Е В А Я |
| Меловая | | | | | Меловая К | | | | | | |
| Юрская | | | | | Юрская J | | | | | | |
| Триасовая | | | | | Триасовая Т | | | | | | |
| Пермская | | | | | Пермская P | | | | | | |
| Каменноугольная | | | | | Каменноугольная С | | | | | | |
| ВЕРХНИЙ D3 | | | | | Ф А М Е Н С К И Й D3fm | | | | | | |
| Ф А М Е Н С К И Й - D3 fm | | | | | ВЕРХНЕСОЛЕВАЯ ГЛИНИСТО-ГАЛТОВАЯ | | | | | | |
| | | | Полевский D3 pl | Боровские D3 brv Стываские D3 stv Старобинские D3 str | | | | Кашиновский D3kl Боровской D3brv Стываский D3stv Старобинский D3stb | Велижские D3kl(v) Половинские D3kl(pv) Верхнеборские D3brv2 Нижнеборские D3brv1 | | |
| | | | Срединский D3 sn | Львовские D3 ls Осовицкие D3 osv | | | | Стрепешинский D3stn | Верхнестаробинские D3stb2 Нижнестаробинские D3stb1 | | |
| | | | Орешский D3 or | Шатилковские D3 sh | | | | Орешский D3or | Осовицкие D3stn(ovs) Шатилковские D3st(sh) | | |
| | | | Лебедянский D3 lb | Найдовские D3 nd Залеские D3 zl Боричевские D3 brh | | | | Лебедянский D3lb | Найдовские D3st(nd) Залеские D3lb(zl) Боричевские D3lb(brc) | | |
| | | | Петриковский D3 ptr | | | | | Петриковский D3ptr | | | |
| | | | Евский D3 ef | Дроздовские D3 dr Туровские D3 tr | | | | Евский D3ef | Дроздовский D3dr Туровский D3tr | | |
| | | | Zalovskiy D3 zd | Вишавские D3 vsh Тремлявские слои D3 tm Тоневские слои D3 to Кузьмичевские D3 kz | | | | Заловский D3zd | Вишавский D3vsh Тремлявский D3tm Тоневский D3to Кузьмичевский D3kz | | |
| | | | Домановичский D3 dm | | | | | Домановичский D3dm | | | |
| | | | Ливенский D3 lv | | | | | Ливенский D3lv | | | |
| | | | Евкованский D3 ev | Апшпимовские D3 an Кустовицкие D3 ks | | | | Евкованский D3ev | Апшпимовский D3an Кустовицкий D3ks | | |
| | | | Воронежский D3 vt | Птичские D3 pt Стреличевские D3 str | | | | Воронежский D3vt | Птичские D3vt(ptc) Стреличевские D3vt(str) | | |
| | | | Речинский D3 rch | | | | | Речинский D3rch | | | |
| | | | Семилукский D3 sm | Верховские D3vch Азерские D3az Буйловичские D3bu Моисеевские D3mo | | | | Семилукский D3sm | Верховские D3sm(vch) Буйловичские D3sm(bu) Моисеевские D3sm(mo) | | |
| | | | Саргавский D3 sr | Ведрицкие D3vd Сарытские D3sr | | | | Саргавский D3sr | Ведрицкие D3sr(vd) Сарытские D3sr(sr) | | |
| | | | Лыцкий D3 ln | Желонские D3jl Уборские D3ub | | | | Лыцкий D3ln | Желонский D3jl Уборский D3ub | | |
| | | | Житетский D2 jv | Маронские D2mrh Столинские D2sl | | | | Житетский D2jv | Маронские D2mrh Столинские D2sl | | |
| | | | Эрфелеский D2 ef | Горыцкие D2gm Костоковичские D2 kt Городокские D2 grd Освейские D2 os | | | | Эрфелеский D2ef | Костоковичский D2ks Городокский D2grd Освейский D2os | | |
| | | | Наровский D2 nr | | | | | Наровский D2nr | | | |
| | | | Витебско-Парнуцкий D2 vtr | | | | | Витебско-Парнуцкий D2vtr | | | |
| | | | Вильямская | Глуцкая | | | | Витебский D1vt | Лепельские D1vt(lp) Обольские D1vt(ob) | | |
| | | | Белорусская | Пинская | | | | Витебский D1vt | | | |
| PR 2 | Рифей-Вела (R-V) | | | | | | | Вильямская серия V1vc | Глуцкая свита V1gl | | |
| PR 1 + AR | | | | | | | | Белорусская серия RF2:bl | Пинская свита RF2:pa | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr | | | |
| | | | | | | | | Средний D2 Рифей RF2 | | | |
| | | | | | | | | Нижний D1 Эмский D1e Земский D1z Наровский D2nr</ | | | |



Рис. 3. Схема распространения отложений фаменского яруса на территории Беларуси.

зонта, а также петриковский горизонт. Средний подъярус фамена включает в себя боричевские и залеские слои лебедянского горизонта, найдовские и шатилковские слои оресского горизонта, осовецкие и любанские слои стрешинского горизонта. Верхнефаменский подъярус соответствует нижнестаробинским и верхнестаробинским слоям старобинского горизонта, ствижскому горизонту, нижнеборовским и верхнеборовским слоям боровского горизонта. Старобинский, ствижский и боровской горизонты входят в состав полесского надгоризонта. Также в состав верхнего подъяруса фамена входят повчинские и велижские слои калиновского горизонта.

Домановичский горизонт был переведен из франского яруса в фаменский. В его основании, соответствующему миоспоровой лоне *Corbulispora vimineus* и слоям с остракодами *Securis peculiaris*, проведена нижняя граница фаменского яруса. Горизонт распространен в Припятском прогибе и на территории Северо-Припятского плеча. Отложения разнофациальны и залегают на подстилающих образованиях с более или менее выраженным перерывом и соответствуют глинисто-сульфатно-карбонатному составу. Горизонт коррелируется с нижней частью волгоградского горизонта России, охарактеризованного миоспорами лоны *Corbulispora vimineus* – *Geminospora vasjatica* и конодонтами зоны *Palmatolepis triangularis*.

Задонский горизонт Стратиграфической схемы 1981 г. переведен в ранг надгоризонта, включающий в себя: кузьмичевский, тонежский, тремлянский и вишанский горизонты.

Литература

1. Кручек С.А., Матвеев А.В., Якубовская Т.В. и др. Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси. Объяснительная записка. Минск. Изд-во: ГП «БелНИГРИ». 2010. 282 с.
2. Региональная стратиграфическая схема четвертичных (антропогенных) отложений Белоруссии. 1981 г. (в соавторстве) // Решения межведомственного регионального совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Белоруссии с унифицированными стратиграфическими корреляционными таблицами, 1981. Л.: ВСЕГЕИ. 1983. С. 119–125.

стратиграфическим разрезом (рис. 3). Нижняя граница яруса проведена в основании домановичского горизонта, соответствующего миоспоровой лоне *Corbulispora vimineus* и слоям с остракодами *Securis peculiaris*. Горизонт распространен в Припятском прогибе и на территории Северо-Припятского плеча. Отложения разнофациальны и залегают на подстилающих образованиях с более или менее выраженным перерывом.

Произошло увеличение в объеме фаменского яруса, а также его дифференциация на три подъяруса: нижний, средний, верхний. Нижнефаменский подъярус охватывает домановичский горизонт, кузьмичевский, тонежский, тремлянский и вишанский горизонты задонского надгоризонта, туровский и дроздовский горизонты елецкого надгоризонта,

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПИРИТОВЫХ КОНКРЕЦИЯХ В УРОЧИЩЕ ТАРХАНОВСКАЯ ПРИСТАНЬ

Гайнанова А.Р.¹, Шиловский О.П.²

¹ Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань

² Музей естественной истории Татарстана, Казань

Введение

В среднеюрских отложениях, вскрывающихся в урочище Тархановская пристань, расположенной в западной части Куйбышевского водохранилища Республики Татарстан, в пределах участка, на котором прослеживается колчеданное рудопроявление, были обнаружены и отобраны пиритовые конкреции.

В ходе предыдущих исследований поверхностей сколов пиритовых конкреций, описанных выше, было найдено и изучено самородное железо, найдены редкие примесные образования, такие как редкоземельные моноциты, железо-медно-никелевые интерметаллиды (Королев, 2013). Данная работа посвящена изучению редкоземельных элементов в пиритовых конкрециях с помощью метода масс-спектрометрии.

Аналитические методики и результаты исследования

В процессе исследования образцы пиритовых конкреций с учетом их морфологических особенностей были поделены на 6 групп (рис. 1).

Для получения данных об микроэлементном составе был применен масс-спектрометрический анализ ИСП-МС, проведенный в лаборатории Института геологии и нефтегазовых технологий К(П)ФУ. Результаты представлены в виде таблицы содержания всех элементов периодической таблицы Менделеева. Здесь показаны лишь интересующие РЗЭ. Концентрации РЗЭ обычно нормируют на хондритовый метеорит или сланец. В этом случае использовался PAAS (Post-Archean Australian Shale) согласно данным, которые представлены в работе McLennan, 1989. Результаты показаны в виде таблицы 1.

Таблица 1. PAAS-нормализованные значения РЗЭ в образцах пиритовых конкреций, полученные с помощью масс-спектрометрического анализа.

| Элемент | Образец | | | | | |
|--------------|---------|------|------|-------|------|------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| La | 0.04 | 0.21 | 0.22 | 0.04 | 0.01 | 0.20 |
| Ce | 0.06 | 0.22 | 0.21 | 0.04 | 0.01 | 0.19 |
| Pr | 0.04 | 0.24 | 0.23 | 0.037 | 0.01 | 0.21 |
| Nd | 0.05 | 0.26 | 0.24 | 0.04 | 0.01 | 0.23 |
| Sm | 0.06 | 0.34 | 0.27 | 0.05 | 0.01 | 0.26 |
| Eu | 0.05 | 0.38 | 0.28 | 0.05 | 0.01 | 0.27 |
| Gd | 0.04 | 0.33 | 0.23 | 0.04 | 0.01 | 0.24 |
| Tb | 0.04 | 0.29 | 0.22 | 0.04 | 0.01 | 0.22 |
| Dy | 0.04 | 0.30 | 0.22 | 0.04 | 0.01 | 0.23 |
| Ho | 0.04 | 0.28 | 0.21 | 0.04 | 0.01 | 0.22 |
| Er | 0.04 | 0.27 | 0.22 | 0.04 | 0.01 | 0.22 |
| Yb | 0.04 | 0.24 | 0.24 | 0.04 | 0.01 | 0.24 |
| Lu | 0.05 | 0.25 | 0.28 | 0.04 | 0.01 | 0.26 |
| LREE | 0.25 | 1.27 | 1.17 | 0.21 | 0.04 | 1.10 |
| HREE | 0.36 | 2.34 | 1.90 | 0.32 | 0.09 | 1.90 |
| Σ REE | 0.61 | 3.67 | 3.07 | 0.53 | 0.13 | 3.00 |
| Eu/Eu* | 1.00 | 1.14 | 1.13 | 1.00 | 1.11 | 1.12 |
| Dy/Dy* | 0.95 | 1.12 | 1.06 | 1.05 | 1.00 | 1.10 |

LREE – сумма легких РЗЭ; HREE – сумма средних и тяжелых РЗЭ; Σ REE – сумма всех РЗЭ; Eu/Eu*, Dy/Dy* – значения аномалий европия и диспрозия соответственно.

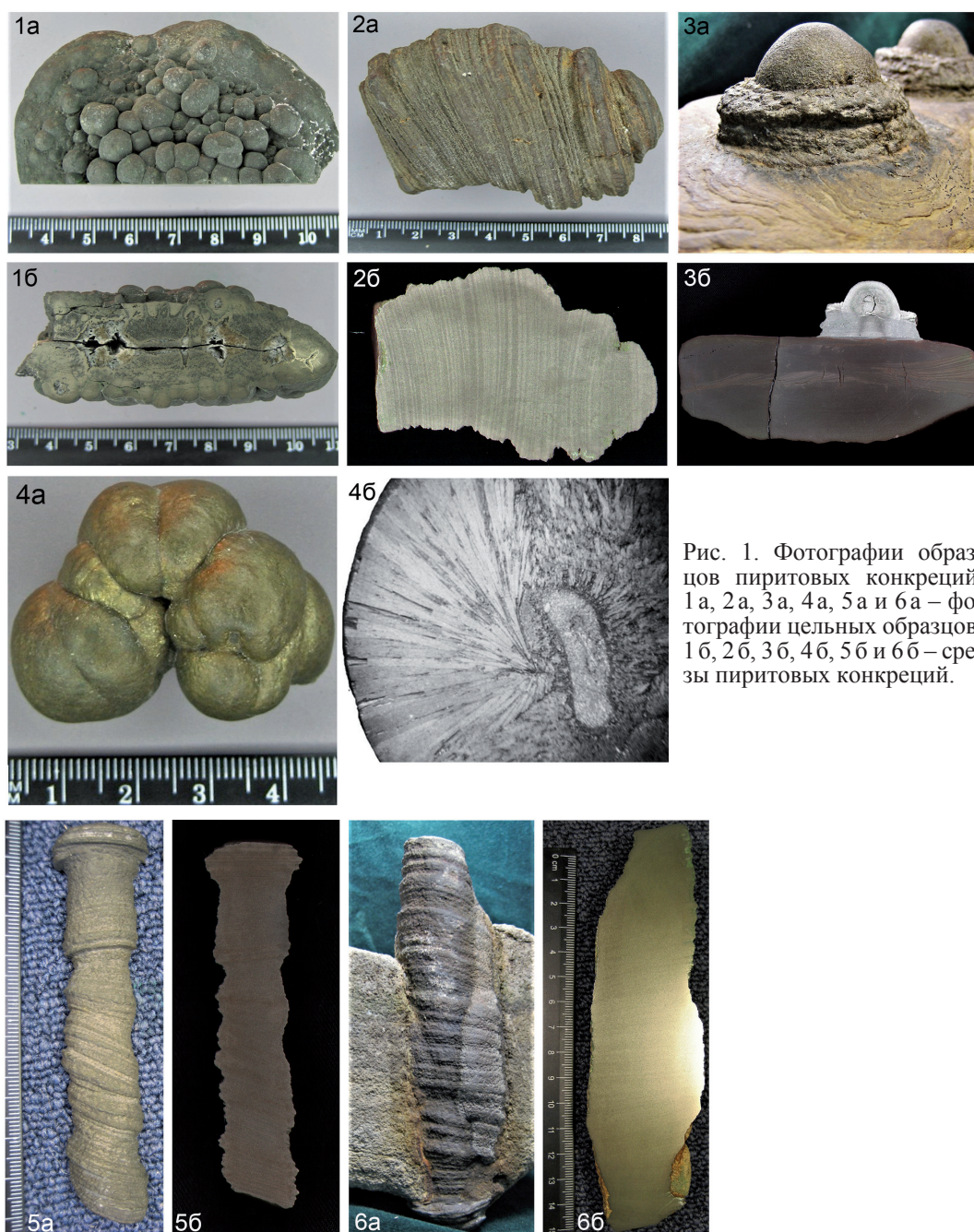


Рис. 1. Фотографии образцов пиритовых конкреций. 1а, 2а, 3а, 4а, 5а и 6а – фотографии целых образцов; 1б, 2б, 3б, 4б, 5б и 6б – срезы пиритовых конкреций.

По рисунку 2 видно, что в образцах № 1, 4 и 5 нормализованный график распределения РЗЭ достаточно ровный, а в 2, 3 и 6 фиксируются аномалии европия и диспрозия. Значения аномалий вычислялись по формулам: $Eu/Eu^* = Eu_n / (Sm_n \times Gd_n)^{1/2}$, $Dy/Dy^* = Dy_n / (Tb_n \times Ho_n)^{1/2}$, если величина отношений < 1 – отрицательная аномалия, > 1 – положительная аномалия (Скублов, 2005).

Величина аномалий европия для образцов 2, 3 и 6 составляют – 1.14, 1.13 и 1.11, диспрозия – 1.12, 1.06 и 1.1 – соответственно. Также в образце 2 наблюдается подъем в сторону тяжелых РЗЭ. Предположительно, различие результатов обусловлено различной морфологией, что может быть связано с различными условиями образования. Согласно данным (Sverjensky, 1984) восстановление европия может происходить в иловой воде морских осадков в анаэробных условиях и при повышенных температурах, например, в гидротермальном процессе. Так, информация о формировании рудной минерализации путем разгрузки сероводородных палеосипов на месте находки описываемых пиритовых конкреций на территории Татарстана приводится в предыдущих исследованиях (Королев, 2013).

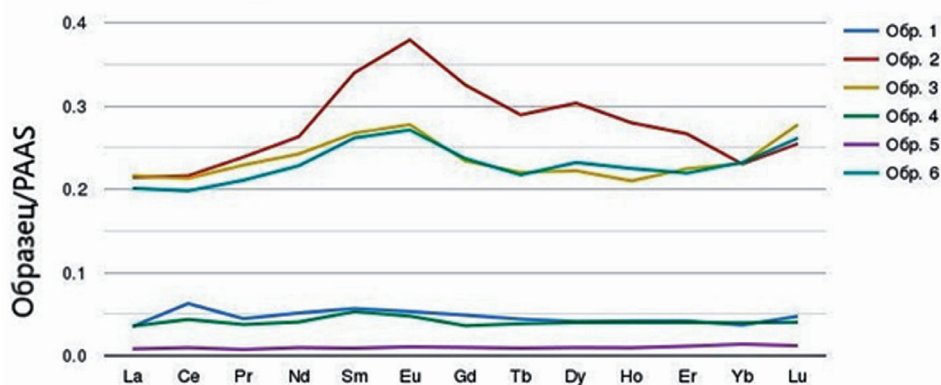


Рис. 2. РААС-нормализованные распределения РЗЭ в пиритовых конкрециях.

Исследования были проведены в рамках темы магистерской работы в лаборатории Института геологии и нефтегазовых технологий К(П)ФУ, оператор Миннебаев К.Р.

Литература

1. Королев Э.А., Бахтин А.И., Николаева В.М., Шиловский О.П., Воробьева В.В., Осин Ю.С. Находки самородного железа в пиритовых конкрециях колчеданного рудопроявления в урочище Тархановская пристань // Генетическая минералогия. Типоморфизм минералов и минеральных ассоциаций. Сыктывкар. Изд-во: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН им. Н.П. Юшкина. 2013. 215 с.
2. Королев Э.А., Бахтин А.И., Николаева В.М., Николаева В.И., Воробьев В.В., Осин Ю.Н., Бариева Э.Р. Находки самородного железа в пиритовых конкрециях среднеюрских отложений на территории Татарстана // Ученые записки казанского университета. Сер. Естественные науки. Т. 155. № 2. Казань. Изд-во: Казанский (Приволжский) федеральный университет. 2013. С. 182–189.
3. Скублов С.Г. Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах. СПб. Изд-во: Наука. 2005. 147 с.
4. McLennan S.M. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes // *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements* / Eds B.R. Lipin, G.A. McKay // *Reviews in mineralogy*. 1989. V. 21. P. 169–200.
5. Sverjensky D.A. Europium redox equilibria in aqueous solution // *Earth and Planetary Science Letters*. 1984. V. 67. N. 1. P. 70–78.

ШОНГУЙСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ БЕРИЛЛСОДЕРЖАЩИХ ПЕГМАТИТОВ: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Галеева Е.В.¹ Кудряшов Н.М.²

¹Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, uthg@mail.ru

²Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, nik@geoksc.apatity.ru

Шонгуйское месторождение бериллсодержащих пегматитов расположено в северо-западной части Кольского региона рядом с озером Большой Лапоть и связано с Кильдинско-Черногубской шовной зоной. Эта зона является частью архейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья. Месторождение представлено пространственным распределением в пределах пегматитового поля более 300 разных типов жил (Антонюк, 1962, 1968, 1976, Пономарева и др., 2015). Наибольший интерес пегматитового поля представляют три берилл содержащие пегматитовые жилы как продуктивные источники бериллия. Пегматитовые жилы залегают в основном кустами реже поодиночке среди сланцеватых плагиоклазовых амфиболитов, амфибол-биотитовых и меланократовых биотитовых и двуслюдяных гнейсов (Антонюк, 1976). По минеральному составу пегматитовые жилы относятся к плагиоклаз-микроклиновым и, преимущественно, микроклиновым. Установлена следующая закономерность распределения пегматитовых жил: в краевых частях пегматитового поля, рядом с небольшими массивами турмалиновых гранитов, находятся недифференцированные пегматитовые жилы, которые сложены гранит-пегматитом. Далее, к центру поля, пегматитовые жилы постепенно сменяются жилами грубозернистого строения. В центральных частях характерны пегматитовые жилы, в составе которых отмечено развитие зоны блокового микроклина. На основе количественного соотношения «ранних» минеральных агрегатов, в пегматитовых телах было выделено несколько типов жил (Антонюк, 1968):

1. Жилы гранит-пегматитового состава;
2. Жилы, сложенные наполовину гранит-пегматитом и крупнокристаллическим полевым шпатом с редкими обособлениями кварца;
3. Жилы, состоящие на 80–90 % из агрегатов крупнокристаллического полевого шпата пегматоидной структуры с обособлениями блокового кварца;
4. Жилы гранит-пегматитового состава с полевошпатовыми агрегатами пегматоидной структуры и блоковыми агрегатами калиевого полевого шпата с обособлениями кварца;
5. Жилы кварц-полевошпатового агрегата блоковой структуры, где на калиевый полевой шпат приходится до 60–70% общего объема.

К бериллсодержащим были отнесены жилы № 1, 7 и 99, которые расположены в центральной части Шонгуйского месторождения. Жилы №1 и 7 хорошо обнажены на поверхности, жила № 99 вскрыта частично.

Жила № 1 вытянута в субмеридиальном направлении. Длина примерно 67–70 м, ширина 23 м, высота 1–2 м. Зональности в обнажение не видна, поэтому можно сделать вывод, что на поверхность выходит центральная часть жилы (ядро). Вероятно всего, краевая часть жилы расположена под землей. Порода крупно- и среднезернистая. По минеральному составу пегматиты в основном обогащены калиевым полевым шпатом, микроклином, кварцем, турмалином, мусковитом, апатитом, гранатом, бериллом. В районе обнаружены глыбы с большими кристаллами турмалина. Вмещающие породы биотитовые гнейсы. На западной части жилы обнаружены линзы захваченного биотитового гнейса.

Жила № 7 располагается в субширотном направлении, длина жилы примерно 45–47 м и шириной 6 м. Вмещающими породами являются плагиоамфиболиты, в которых наблюдаются складки. В основном пегматит сложен микроклином, калиевым полевым шпатом, кварцем, турмалином, мусковитом, гранатом, апатитом, бериллом. Порода крупно-, средне- и мелкозернистая. В стене выработки высотой примерно 7 м хорошо прослеживается зональность пегматитовой жилы (рис. 1).

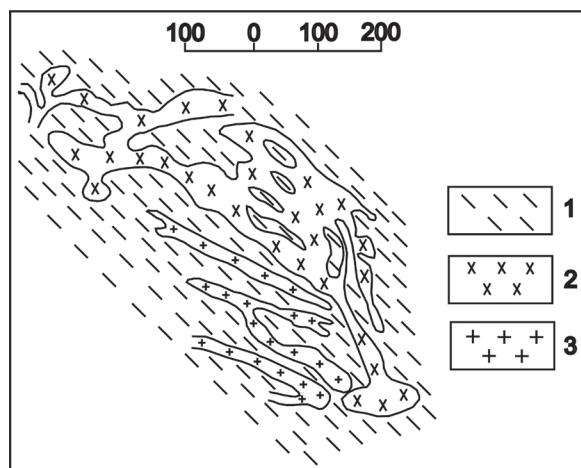


Рис. 1. Геологическая схема жилы № 7: 1 – амфиболовые гнейсы; 2 – пегматитовые жилы № 12–15; 3 – пегматитовая жила № 7 (Антонюк, 1962).

Центральная зона гигантозернистая и представлена блоковым микроклином. Затем ядерная зона сменяется узкой полосой среднезернистого кварц-альбитового пегматита с бериллом и турмалином, которая, в свою очередь, сменяется мелкозернистым аплитовидным пегматитом с гранатом. Внешняя зона представлена крупнозернистым апатит-турмалин-апатитовым кварц-альбитовым пегматитом с бериллом. Можно предположить, что положение висячего и лежачего боков у жилы № 1 одинаково с жилой № 7.

Жила № 99 имеет северо-восточное направление. Длина примерно 71 м, ширина 18 м. Жила частично вскрыта и поэтому в ней не прослеживается какая-либо зональность. Пегматитовое тело состоит из калиевого полевого шпата, микроклина, кварца, турмалина, граната, мусковита.

Вмещающие породы представлены гранат-биотитовыми и двуслюдяными гнейсами. Отмечается зона рассланцованных гнейсовидных пегматитов.

Шонгуйское месторождение бериллсодержащих пегматитов можно рассматривать как потенциальный источник калиевого полевого шпата с попутным получением бериллиевого концентрата, кварцевого и слюдяного продуктов.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 22-27-00289.

Литература

1. Антонюк Е.С. Структурно-минеральные комплексы гранитных пегматитовых жил // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 3. Апатиты. Изд-во: КФАН СССР. 1962. С. 134–142.
2. Антонюк Е.С. Некоторые особенности пространственного распределения типов пегматитовых жил в одном из пегматитовых полей С-3 части Кольского полуострова // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 6. Апатиты. Изд-во: КФАН СССР. 1968. С. 153–161.
3. Антонюк Е.С. Геология и геохимия гранитных пегматитов района озера Большой Лапоть. Л. Изд-во: Недра. 1976. 237 с.
4. Пономарева Н.И., Гордиенко В.В., Шурекова Н.С. Физико-химические условия формирования берилла в месторождении «Большой Лапоть» (Кольский полуостров). Сер. 7. Вып. 3. Изд-во: Вестник Санкт-Петербургского университета. 2015. С. 4–20.

ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОД ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ УЛЬБЕЙСКОГО МАССИВА (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)

Гембель Л.Р., Павлова М.А., Гуськов Д.А.

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, levgembel2012@yandex.ru

Введение

В среднем течении реки Ульбея, в долине ручьёв Гранитный и Левый Джанку, имеется серия перспективных золотоносных россыпей, однако их коренные источники пока остаются неизвестными. На сегодняшний день, геологи заинтересовались наличием в пределах данного района золоторудной минерализации, которая по предварительным данным, может быть связана с крупным интрузивным гранитоидным Ульбейским массивом.

Этот массив изучен плохо. На многих геологических картах он показан как геологический объект с однородным петрологическим составом, когда как образцы, собранные с различных частей интрузива, указывают на обратное.

Материалы и методы

Основным материалом для исследований стала коллекция образцов пород, отобранных с Ульбейского массива и с близлежащей территории. Из них было сделано 162 петрографических шлифа. С помощью бинокулярного микроскопа Leica DM – 2500 был проанализирован петрографический состав образцов, определены процентные содержания компонентов, изучены метасоматические преобразования пород и отдельных минералов. Всё это было выполнено в ресурсном центре «Рентгенодифракционные методы исследования» научного парка СПбГУ.

Интрузивные породы

Самую большую группу среди интрузивных пород Ульбейского массива составляют обычные граниты, крупно- и среднезернистые. Встречаются биотитовые, роговообманковые и биотит-амфиболовые разновидности со вторичным хлоритом и эпидотом. Породы были подвержены серицитизации и пелитизации. Во многих образцах микроклин был сильнее изменён, чем плагиоклаз (рис. 1 а, б).

Встречаются также их порфирированные образцы. Вкрапленники размером от 1 мм, распределены равномерно, составляют 20–25 % от площади всего шлифа, представлены кварцем, олигоклазом, ортоклазом. Основная масса мелкозернистая (0.2 мм), сложена теми же минералами, а также биотитом, амфиболом.

Отдельно выделяются граниты с микропегматитовой среднезернистой структурой (рис. 1 д, е). Состав породы чаще всего соответствует лейкограниту. Встречаются биотитовые, роговообманковые и биотит-амфиболовые разновидности. Часто серицитизированы, а К-На полевым шпатом характеризуется сильной пелитизацией.

Также на территории встречаются лейкограниты и плагиограниты (рис. 1 в, г). Вторичные изменения лейкогранитов аналогичны гранитным, но степень их проявления крайне различна. В плагиогранитах же отмечается большое содержание серицита.

Итогом изучения шлифов интрузивных пород стало составление диаграммы составов образцов (рис. 2). Согласно ей, можно условно разделить все магматические образцы пород Ульбейского массива на три группы: монцограниты, сиено-граниты и гранодиориты. Большая часть относится к группе монцогранитов, они составляют основную часть изучаемой территории, поэтому данный массив классифицируется как умеренно-щелочной по своему составу. Однако присутствуют и низкощелочные гранодиориты, которые выбиваются из общего тренда. Данный тип пород встречается чаще всего в восточной части исследуемой территории, отдельными зонами.

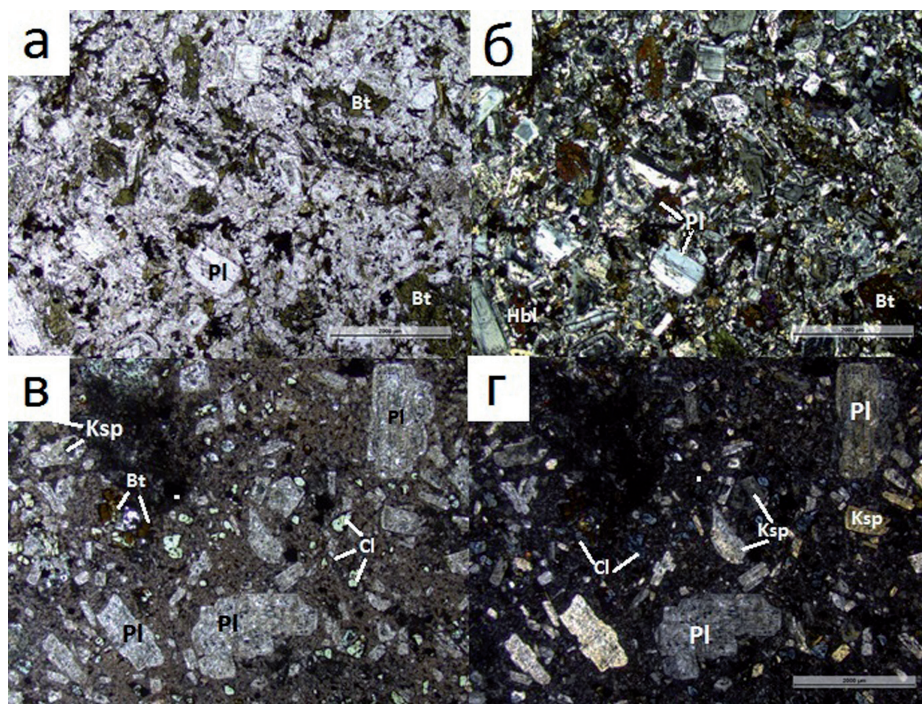


Рис. 3. Петрографические шлифы вулканитов: а, б – биотит-амфиболовый андезит; в, г – дацит, биотит-роговообманковый; а, в – изображения шлифов без анализатора; б, г – с анализатором.

На территории Ульбейского массива присутствуют и более кислые вулканиты, такие как риолит, трахириолит. Они состоят из микрокристаллической кварц-полевошпатовой массы и из среднезернистых вкрапленников. Последние составляют в среднем около 30 %, представлены К-На полевым шпатом (40–30 %), плагиоклазом (30 %), кварцем (15–20 %), а также, в меньшей степени, роговой обманкой, биотитом (до 10 %).

Реже встречаются дациты с кварц-полевошпатовой массой и средне-, крупнозернистыми вкрапленниками. Последние составляют около 45 % от объёма породы, представлены альбит-олигоклазом, кварцем, биотитом, роговой обманкой.

Вторичные изменения

На территории юго-западной части Ульбейского массива было выделено 4 основных типа вторичных изменений: пелитизация, серицитизация, хлоритизация, эпидотизация. Они были оценены по 5-бальной шкале, где 0 – отсутствие изменения, 1 – появление единичных зёрен в шлифе, 2 – вторичные зёрна занимают 2–5 % и более, 5 – метасоматическая порода. Почти все образцы были подвержены теми или иными вторичными изменениями.

Больше всего в изучаемых образцах были распространены серицитизация и пелитизация. Серицитизация проявлена почти на всей территории, в среднем на 2 балла. Однако в самых значительных количествах серицит присутствует в образцах из южной части исследуемого участка, особенно в дацитах и риолитах. Пелитизация же, напротив, больше проявлена на севере и на северо-востоке в лейкогранитах и в гранитах с микропегматитовой структурой, когда как в вулканических породах она почти не присутствует.

Вторичные хлорит и эпидот встречаются в более чем в половине изученных образцах пород Ульбейского массива, но почти никогда не встречаются вместе. Самая сильная эпидотизация проявлена в гранитах с микропегматитовой структурой, на севере и западе исследуемой территории массива. Хлорит же встречается в других типах пород – в плагиогранитах, гранитах, риолитах. Лейкограниты и дациты не были подвержены данным изменениям.

В образцах имеются и другие изменения (альбитизация, калишпатизация, окварцевание, карбонатизация), но их распространение крайне ограничено.

Результаты и выводы

Полученные данные устанавливают определённые закономерности распространения различных типов пород и вторичных изменений на исследуемой территории. На юге юго-западной части Ульбейского массива присутствует зона серицитизированных эффузивных пород. Её север сложен преимущественно андезитами, южнее они сменяются более кислыми породами со вторичным хлоритом: риолитами, дацитами и снова риолитами.

В северной части исследуемой территории находятся сильно пелитизированные интрузивные породы. Они также имеют определённую зональность, которая происходит с запада на восток. В апикальной части массива находятся различные эпидотовые метасоматиты и граниты с микропегматитовой структурой, восточнее они сменяются на граниты, лейкограниты и граниты с порфировидной структурой. Ещё восточнее находится область плагиогранитов, которая характеризуется большим количеством вторичного хлорита.

В результате исследования был, с одной стороны, доказан преимущественно умереннощелочной состав Ульбейского массива и, с другой стороны, его неоднородность, наличие пород другого состава. Становится очевидно, что геологическую карту необходимо обновить, в соответствии с новыми данными. Тем не менее, для этого нужны новые образцы с исследуемого участка, уточнение полученных данных.

ПРОДУКТЫ ПРИРОДНОЙ ДЕКАТИОНИЗАЦИИ МУРМАНИТА, $\text{Na}_2\text{Ti}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Гойчук О.Ф.¹, Паниковский Т.Л.¹, Базай А.В.^{1,2}, Яковенчук В.Н.^{1,2}

¹ Центр наноматериаловедения ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, o.goychuk@ksc.ru; t.panikorovskii@ksc.ru

² Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, v.yakovenchuk@ksc.ru; a.bazai@ksc.ru

Введение

Мурманит является характерным акцессорным и реже второстепенным минералом пород Ловозерского щелочного массива. Он имеет наиболее широкое распространение в пегматито-гидротермальных жилах, включая контактовые зоны (Буссен, Сахаров, 1972). На примере мурманита можно отчетливо проследить посткристаллизационные процессы преобразования минерала с сохранением структурных единиц. Ранее было установлено, что в природе в низкотемпературных гидротермальных условиях реализуется ионный обмен в минералах группы эпистолита, где помимо самого эпистолита одним из наиболее ярких примеров выступает мурманит (Лыкова, 2016). В Ловозерском массиве были открыты и охарактеризованы новые минералы, образование которых обусловлено реакцией ионного обмена: вигришинит $\text{Zn}_2\text{Ti}_{4-x}\text{Si}_4\text{O}_{14}(\text{OH},\text{H}_2\text{O},\square)_8$ (Pekov et al., 2013), звягинит $\text{NaZnNb}_2\text{Ti}[\text{Si}_2\text{O}_7]_2\text{O}(\text{OH},\text{F})_3(\text{H}_2\text{O})_{4+x}$, (Pekov et al., 2014), кальциомурманит $(\text{Na},\square)_2\text{Ca}(\text{Ti},\text{Mg},\text{Nb})_4[\text{Si}_2\text{O}_7]_2\text{O}_2(\text{OH},\text{O})_2(\text{H}_2\text{O})_4$ (Lykova et al., 2016), где $x < 1$. Химические и кристаллохимические механизмы данного процесса в минералах группы эпистолита варьируют в зависимости от типа обменного катиона – катионы крупных щелочных (К), щелочноземельных (Са, в меньшей степени Sr и Ва) и халькофильных (Zn, Pb, Cd, Cu) металлов (Лыкова, 2016). В данной работе рассмотрено явление природной декатионизации мурманита: установлены и описаны две разновидности декатионизированного мурманита. В исследовании был использован материал из контактовой зоны уссингитового пегматита и пород комплекса пойкилитовых сиенитов, отобранный на восточном склоне горы Куамдеспак Ловозерского массива. Контактная зона представлена породами массивной текстуры и неравномернозернистой структуры, состоящими, в основном, из нефелина (до 1 см), содалита (до 1.5 см), микроклин-(пертита) (до 2 см) и альбита (до 5 мм).

Результаты исследования

В ходе исследования установлены две разновидности декатионизированного мурманита. Первая разновидность имеет характерный для мурманита сиреневый цвет (рис. 1 а), а вторая разновидность отличается разными оттенками коричневого цвета вплоть до почти черного (рис. 1 в). Оба мурманита образуют метакристаллы ромбовидного сечения (до 3 см в поперечнике) и ксеноморфные агрегаты размером до 5 см, где срastaются вместе (рис. 1 а, б). Основными ассоциирующими минералами выступают амфиболы (арфведсонит, магнезиоарфведсонит, калийарфведсонит), лампрофиллит, эгирин, нефелин и содалит, которые распространены в виде включений. Кроме того, декатионизированные мурманиты часто образуют тесные срastания с лампрофиллитом.

Химический состав исследуемых образцов мурманита был определен с помощью электронно-зондового микроанализа с применением сканирующего электронного микроскопа Leo-1450 с системой микроанализа AZtecLive Advanced Ultim Max 100 (табл. 1). В качестве характерных примесей в составе можно выделить Nb_2O_5 (до 19.16 мас. %), Al_2O_3 (до 8.55 мас. %), MnO (до 7.27 мас. %), CaO (до 6.26 мас. %), FeO (до 5.52 мас. %), ZrO_2 (до 4.22 мас. %), SrO (до 2.96 мас. %), P_2O_5 (до 2.22 мас. %), Ta_2O_5 (до 1.37 мас. %), MgO (до 0.64 мас. %), K_2O (до 0.61 мас. %), V_2O_5 (до 0.29 мас. %), BaO (до 0.21 мас. %), ZnO (до 0.15 мас. %). Декатионизированные мурманиты отличаются по составу от обычного мурманита чуть большим содержанием Al и Nb и меньшим содержанием K и Na в своем составе.

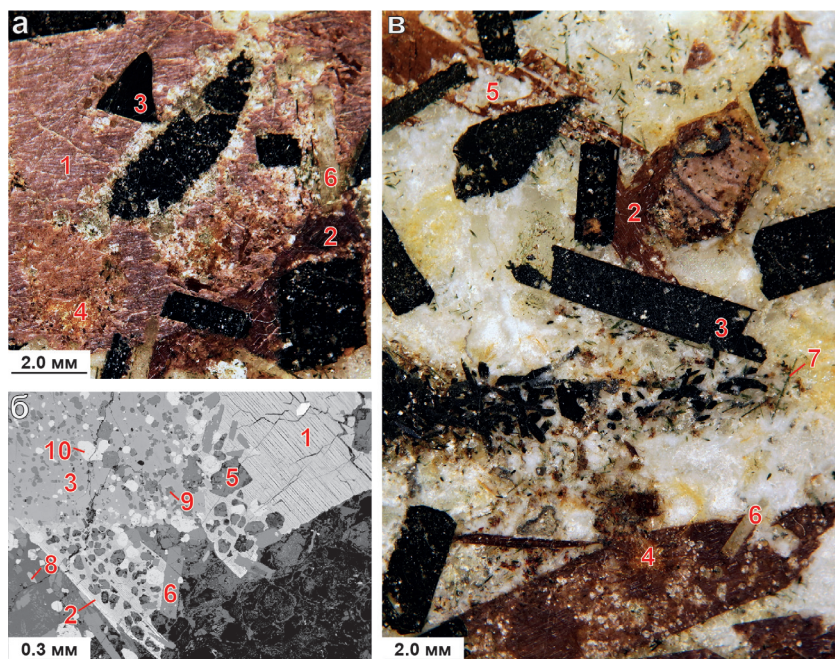


Рис. 1. Фото комбинированных шлифов ЛВ-138-3/1 и ЛВ-138-3/2 (а, в) и BSE-изображение образца ЛВ-138-3/1 (в): а, б – две разновидности декатионизированного мурманита в сростании друг с другом; в – метакристаллы коричневого декатионизированного мурманита; 1, 2 – разновидности декатионизированного мурманита, 3 – амфибол (арфведсонит, магнезиоарфведсонит, калийарфведсонит), 4 – лампрофиллит, 5 – нефелин (+натролит), 6 – микроклин, 7 – агрегат, сложенный эгирином, микроклином, минералами группы эвдиалита, натролитом, 8 – эгирин, 9 – содалит+шабазит, 10 – минералы группы эвдиалита.

Таблица 1. Репрезентативные химические составы декатионизированных мурманитов.

| Образец | ЛВ -138-2 | ЛВ -138-3 | ЛВ -138-3 | ЛВ -138-3 | ЛВ -138-8 |
|----------------------------------------------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Na ₂ O | 5.63 | 5.06 | 2.4 | 3.38 | 0.43 |
| CaO | 4.76 | 5.52 | 4.24 | 4.54 | 0.40 |
| K ₂ O | 0.28 | 0.3 | 0.22 | 0.24 | 0.14 |
| FeO | 3.44 | 1.73 | 3.48 | 3.89 | 5.52 |
| MnO | 2.26 | 1.36 | 2.43 | 2.22 | 1.59 |
| MgO | 0.26 | 0.26 | 0.32 | 0.3 | 0.08 |
| TiO ₂ | 27.83 | 32.92 | 28.79 | 23.2 | 32.76 |
| Nb ₂ O ₅ | 8.91 | 3.45 | 9.27 | 10.94 | 16.58 |
| ZrO ₂ | 0.77 | 4.22 | 1.6 | 0.91 | 1.16 |
| V ₂ O ₅ | – | 0.29 | 0.23 | 0.2 | – |
| SiO ₂ | 29.81 | 31.01 | 27.11 | 28.7 | 15.01 |
| Al ₂ O ₃ | 0.3 | 0.97 | 3.32 | 3.72 | 5.65 |
| P ₂ O ₅ | 0.37 | – | – | – | 0.05 |
| Сумма | 84.62 | 87.09 | 83.42 | 82.25 | 79.37 |
| Коэффициенты в формуле Fe ²⁺ + Mn+Mg+Ti+Nb+Zr+V+Si+Al+P=4 | | | | | |
| Na | 0.72 | 0.62 | 0.30 | 0.43 | 0.06 |
| Ca | 0.33 | 0.37 | 0.29 | 0.32 | 0.03 |
| K | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.01 |
| Fe ²⁺ | 0.19 | 0.09 | 0.18 | 0.21 | 0.31 |
| Mn | 0.13 | 0.07 | 0.13 | 0.12 | 0.09 |
| Mg | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.03 | 0.01 |
| Ti | 1.37 | 1.56 | 1.37 | 1.13 | 1.63 |
| Nb | 0.26 | 0.10 | 0.27 | 0.32 | 0.50 |
| Zr | 0.03 | 0.13 | 0.05 | 0.03 | 0.04 |
| V | – | 0.01 | 0.01 | 0.01 | – |
| Si | 1.96 | 1.95 | 1.72 | 1.86 | 0.99 |
| Al | 0.02 | 0.07 | 0.25 | 0.29 | 0.44 |
| P | 0.02 | – | – | – | – |
| Сумма | 5.07 | 5.01 | 4.60 | 4.77 | 4.10 |

Примечание: «–» – ниже предела обнаружения.

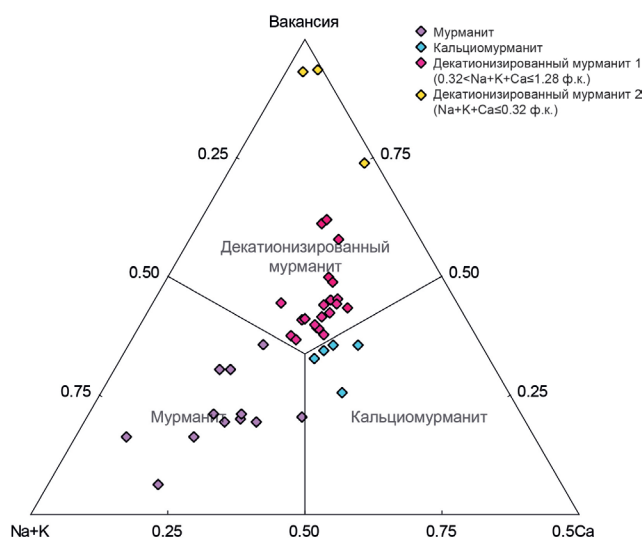


Рис. 2. Диаграмма состава мурманита, кальциомурманита и декатионизированного мурманита в координатах $Na+K - 0.5 Ca - \text{вакансия}$ (коэффициенты в формуле).

Содержание H_2O в декатионизированных мурманитах определяли методом термogravиметрического анализа на термоанализаторе NETZSCH STA 409 PC, в динамической атмосфере аргона (скорость нагрева: $10^\circ C/\text{мин}$, со стандартом оксида алюминия, масса образца 12.0 мг и диапазон температур от комнатной до $1000^\circ C$). Содержание H_2O в частично декатионизированном мурманите составляет 11.68 мас. %, содержание H_2O в полностью декатионизированном мурманите – 12.42 мас. %.

Декатионизированные мурманиты характеризуются низким содержанием натрия, калия и кальция, что отличает их от мурманита и кальциомурманита по составу и определяет доминирующую роль вакансий в позициях A^P и $M(2)^O$ в структуре (рис. 2).

Обсуждение результатов

Нами обнаружены две разновидности декатионизированного мурманита. В первой установлено содержание Na_2O до 5.72 мас. % (это примерно половина от теоретического содержания в 12 мас. %). Второй разновидности соответствует практически полная потеря натрия. При этом, следует отметить, что обе разновидности практически не отличаются по содержанию Ca.

В результате эволюции щелочного расплава-раствора и изменения P-T параметров минералообразующей среды происходило посткристаллизационное преобразование мурманита, которое выразилось в выносе натрия и привносе воды. Наличие двух разновидностей декатионизированного мурманита свидетельствует о том, что действие растворов было локальным – по трещинам. Вероятно, что вторая разновидность декатионизированного мурманита формировалась в отличии от первой разновидности при дополнительном выносе натрия и привносе воды. Данный процесс сопровождался выносом кремния. Образование второй разновидности декатионизированного мурманита, фиксирующей конечное посткристаллизационное преобразование мурманита, можно выразить в виде следующей схемы:



Исследование финансировалось Министерством образования и науки Мурманской области, грант № 199 от 25.05.2022.

Литература

1. Буссен И.В., Сахаров А.С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л. Изд-во: Наука. 1972. 296 с.
2. Лыкова И.С. Минералы группы эпистолита: посткристаллизационные преобразования и их кристаллохимические механизмы: природные системы и модельные эксперименты. Диссер. на соиск. к.г.-м.н. МГУ. М. 2016. 235 с.
3. Pekov I.V. et al. Vigrishinite, $Zn_2Ti_{4-x}Si_4O_{14}(OH, H_2O, \Box)_8$, a new mineral from the Lovozero alkaline complex, Kola Peninsula, Russia // *Geology of Ore Deposits*. 2013. V. 55. No. 7. P. 575–586.
4. Pekov I.V. et al. Zvyaginite, $NaZnNb_2Ti[Si_2O_7]_2O(OH, F)_3(H_2O)_{4+x}$ ($x < 1$), a new mineral of the epistolite group from the Lovozero Alkaline Pluton, Kola Peninsula, Russia // *Geology of Ore Deposits*. 2014. V. 56. No. 8. P. 644–656.
5. Lykova I.S. et al. Calciomurmanite, $(Na, \Box)_2Ca(Ti, Mg, Nb)_4[Si_2O_7]_2O_2(OH, O)_2(H_2O)_4$, a new mineral from the Lovozero and Khibiny alkaline complexes, Kola Peninsula, Russia // *European Journal of Mineralogy*. 2016. V. 28. No. 4. P. 835–845.

ОРГАНОСТЕННЫЕ МИКРОФОССИЛИИ ИЗ КАРЬЕРНОЙ СВИТЫ (РЕК ТЕЯ И ЧАПА, СЕВЕР ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА)

Горшков Д.А.

Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт, Москва, gorshkov@vnigni.ru

Введение

Несмотря на утвержденное положение в региональной стратиграфической схеме чингасанской серии (лопатинская, карьерная и чивидинская свиты), определение ее возраста не имеет однозначного толкования. Датирование абсолютного возраста дает разброс в пределах от 866 ± 16 (гранитоиды, подстилающие лопатинскую свиту) до 650 млн. лет (глауконит из перекрывающих чивидинскую свиту отложений чапской серии). Также получены значения по глаукониту из средней части карьерной свиты – 730–750 млн. лет и по минералам базальтоидов чивидинской свиты – около 700 млн. лет (Ножкин и др., 2007).

В рассматриваемой серии наименее палеонтологически охарактеризованной является карьерная свита. Из нее известно лишь два упоминания о находках микрофоссилий (Морякин, 1990; Ножкин и др., 2007). В первом случае приводится описание отдельных таксонов, таблица с определенными видами и фототаблица с некоторыми формами; во втором – только перечисление обнаруженных видов (общий список для чингасанской серии).

В результате полевых работ 2020 г. (ФГБУ ВНИГНИ) в Северо-Енисейском районе Красноярского края, проведенных с целью уточнения стратиграфии Тейского геологического района (Тейско-Чапского прогиба), из обнажений карьерной свиты были отобраны образцы для микропалеонтологических исследований. В ряде образцов обнаружены ископаемые микробиоты: акритархи, остатки сине-зеленых и зеленых водорослей.

При рассмотрении указанных публикаций стало очевидно, что необходимо более детально изучить представленный таксономический состав.

Материал и методика

Материалом для данной работы послужили 6 образцов аргиллитов и алевролитов из обнажений карьерной свиты по р. Тея (ТС12.3.44 и ТС12.3.45) и р. Чапа (ЧО5.4.109, Ч30.3.167, Ч30.3.170 и Ч30.3.172). В отобранных образцах выделенные микрофоссилии приемлемой для диагностики сохранности. Однако зачастую органическое вещество преобразовано до темно-коричневого цвета, что осложняло микропалеонтологический анализ.

Образцы были подвержены кислотной обработке в концентрированной плавиковой кислоте в специализированной лаборатории Института геологии и геохронологии РАН. В результате чего, была растворена минеральная составляющая, нерастворенное органическое вещество в водном растворе сливалось в пробирки и передавалось для изготовления и изучения препаратов. В лаборатории ФГБУ ВНИГНИ полученный органомацерат предварительно просматривался под биноклем, пипеткой отбирались интересующие формы, которые помещались на предметное стекло. После высыхания наносилось небольшое количество фиксирующей среды (синтетический аналог глицерина и желатина) и покрывалось покровное стекло.

Изучение и фотографирование готовых препаратов проводилось под микроскопом при увеличении 50–500х в проходящем свете в ФГБУ ВНИГНИ с помощью микроскопа Carl Zeiss Axio Scope A1.

Геологическая привязка

Согласно принятой в данной работе стратиграфической схеме, (Решения..., 1983; 1989), чингасанская серия включает в себя лопатинскую, карьерную и чивидинскую свиты и имеет верхнерифейский возраст.

Образцы с микрофоссилиями из карьерной свиты были отобраны из четырех обнажений: ТС12.2 – в 3 км выше по течению р. Тея (правый берег) от устья руч. Тарасовского, ЧО5.4 – в 5 км выше по течению р. Чапа (левый берег) от устья р. Алманакан, Ч30.3 – в 8 км выше по течению р. Чапа (правый берег) от устья р. Чивида и Ч30.4 – в 7.5 км выше по течению р. Чапа (правый берег) от устья р. Чивида.

Обнажение ТС12.2

Слой 1 (> 10 м): песчаники кварцевые (кварцитовидные) светло-серые крупно-среднезернистые массивные и неяснослоистые. Слой 2 (около 80 м): песчаники полимиктовые серые и буровато-серые мелко-, среднезернистые линзовидно-, волнистослоистые, послойно с примесью гравийного материала (прослой до 0.5 м) соответственно ритмично переслаиваются с алевролитами серыми до зеленовато-серых горизонтально-, волнистослоистыми (прослой до 2.5 м), за счет линзовидных слоев вышеописанных песчаников. Слой 3 (> 20 м): алевролиты, аналогичные в сл. 2. Общая видимая мощность около 110 м.

Обнажение ЧО5.4

Слой 1 (> 27 м): песчаники светло-серые, участками буроватые, сахаровидные кварцевые крупно-среднезернистые массивные, косо-неяснослоистые, за счет слоев темноцветного глинистого материала, с прослоями (до 0.3 м) темно-серых аргиллитов и алевролитов волнистогоризонтальнослоистых, включающих линзы (до 0.1 × 0.5 м) вышеописанных песчаников, с прослоями (до 0.2 м) гравелитов кварцевых на буром (гематитизированном) цементе. Слой 2 (> 25 м): песчаники, литотипически сходные с вышеописанными, но более массивные, выдающиеся в рельефе, без выраженных прослоев аргиллитов и алевролитов, преобладает крупнозернистая структура. Общая видимая мощность – 52 м.

Обнажение Ч30.3

Слой 1 (> 10 м): ритмичное переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников (по 10–15, 15–30 и 10–15 см соответственно): аргиллиты и алевролиты зеленовато-серые послойно доломитистые горизонтальнослоистые тонкоплитчатые; песчаники доломитовые, полимиктовые сероцветные средне-мелкозернистые массивные, неяснослоистые трещиноватые (трещины раскрытостью до первых миллиметров, выполнены вторичным доломитом). Слой 2 (> 12 м): неравномерное переслаивание песчаников и алевролитов (в единичных случаях – аргиллитов). Песчаники – до 0.5 м – литотипически аналогичны вышеописанным разностям; алевролиты и аргиллиты – до 0.1 м – литотипически аналогичны вышеописанным разностям. Слой 3 (> 35 м): ритмичное переслаивание, литотипически аналогичное разностям в сл. 1. Общая видимая мощность – 57 м.

Обнажение Ч30.4

Слой 1 (> 15 м): преобладают алевролиты и аргиллиты (прослой до 0.8 м), песчаники встречаются редко в виде отдельных прослоев (10–15 см). Слой 2 (5 м): ритмичное чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов приблизительно в равных соотношениях 10–20 см. В данном слое алевролиты и аргиллиты гематитизированы – имеют красно-бурый цвет. Слой 3 (> 10 м): ритмичное переслаивание, с преобладанием доломитистых разностей. Общая видимая мощность около 30 м.

Микропалеонтологический анализ

В отобранных образцах присутствуют многочисленные остатки осцилляториевых и близких к ним форм: *Oscillatoriopis* sp., *Arctacellularia* sp., *Chlorogloeaopsis contexta* (Herm.), *Siphonophycus typicum* (Hermann), *S. robustum* (Schopf), *Siphonophycus* aff. *solidum* (Golub), *Tortunema wernadskii* (Schepel'eva), *Palaeolyngbya* sp., *Rugosopsis* sp.; колониальные скопления коккоидных микрофоссилий: *Coniunctiophycus* cf. *conglobatum* Zhang, *Мухоскоидес* sp.; пузырьвидные скопления, часто без четких границ сфероидов; колониальные скопления проблематичных аморфных микрофоссилий; колониальные спирально-конические скопления сфероморфид; акритархи с гладкой оболоч-



Рис. 1. Обнаруженные микрофоссилии карьерной свиты: 1 – *Oscillatoriopis* sp.; 2 – *Tortunema wernadskii* (Schepeleva); 3 – *Rugosoopsis* sp.; 4 – неназванные пузыревидные скопления; 5 – *Chlorogloeopsis contexta* (Herm.); 6 – *Arctacellularia* sp.; 7 – *Palaeolyngbya* sp.; 8, 9 – неназванные колониальные спирально-конические скопления сфероморфид; 10–12 – крупные морщинистые микрофоссилии; 13 – *Pterospermopsimorpha* sp.; 14 – *Trachyhystrichosphaera* sp.; 15 – крупная бугорчатая микрофоссилия; 16 – *Germinosphaera* sp.

кой: *Leiosphaeridia crassa* (Naum.), *L. ternata* (Tim.), *L. minutissima* (Naum.), *L. obsuleta* (Naum.); с неровной поверхностью оболочки: *Pterospermopsimorpha* sp., *P. insolita* Tim., *Spumosina rubiginosa* (Andr.) и с выростами: *Trachyhystrichosphaera* sp.; крупные бугорчатые и морщинистые микрофоссилии с субсферическим контуром; некоторые спорангиеподобные булавовидные формы (рис. 1).

Многие определения микрофоссилий в публикациях (Морякин, 1990; Ножкин и др., 2007), были подвержены ревизии, уточнению и дополнению, согласно современной синонимике: ряд таксонов являются младшими синонимами, ранее не отмечались – обнаружены впервые в карьерной свите при настоящих исследованиях. Кроме того, в работе В.Б. Морякина фототаблица содержит лишь некоторые формы и не отражает необходимых таксономических признаков у представленных форм.

Выделение таких таксонов, как *Synsphaeridium* и *Symplassosphaeridium* (соединенные простые коккоидные формы – произвольно и в виде сферы, соответственно) не представляется целесообразным. Учитывая комментарии в описании форм в «Микрофоссилиях докембрия СССР», было обнаружено достаточное количество промежуточных вариаций подобных форм, которые по своей морфологии близки к другим таксонам (*Muxococcoides*, *Coniunctiophycus* и др.). Таким образом, критерии определений *Synsphaeridium* и *Symplassosphaeridium* в данной свите достаточно условны и размыты.

Среди обнаруженных, наиболее важными верхнерифейскими таксонами является *Trachyhystrichosphaera* sp. (в публикациях ранее они не указывались). При детальном рассмотрении морфологии этих акритархов, следует учитывать далеко неидеальную сохранность и крайне редкую встречаемость (3 экз. из обр. ЧЗ0.3.172). Однако этого оказалось достаточно для диагностики по небольшим выростам на оболочке.

По присутствию данных форм в ископаемых сообществах, наряду с другими микрофоссилиями, можно сделать заключение о раннепротерозойском возрасте вмещающих отложений вопреки некоторым предположениям о вендском возрасте накопления чингасанской серии (Ножкин и др., 2007; Кузнецов, Шацилло, 2013). Из косвенных признаков, создающих верхнерифейский «облик», также следует отметить наличие в препаратах *Arctacellularia* sp. *Germinosphaera* sp., *Tortunema wernadskii* (Schepelova) и *Spumosina rubiginosa* (Andr.).

Благодарность

Автор весьма благодарен Ю.В. Шуваловой за оказанную помощь в определении микрофоссилий.

Литература

1. Кузнецов Н.Б., Шацилло А.В. Возраст и обстановки седиментации базальных уровней «непротерозойского» разреза Тейско-чапского прогиба (северо-восточная часть Енисейского кряжа) // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Новосибирск. Изд-во: ИНГГиГ. 2013. С. 125–129.
2. Морякин В.Б. Микрофитофоссилии чингасанской серии Енисейского кряжа // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Вопросы региональной стратиграфии: сб. научн. трудов. Новосибирск. Изд-во: ИГиГ СО АН СССР. 1990. 169 с.
3. Ножкин А.Д., Постников А.А., Наговицин К.Е., А.В. Травин, А.М. Станевич, Д.С. Юдин. Чингасанская серия непротерозоя Енисейского кряжа: новые данные о возрасте и условиях формирования // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 12. С. 1307–1320.
4. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Новосибирск. Изд-во: ИГиГ СО АН СССР. 1983. 216 с.
5. Решения Четвертого Межведомственного регионального стратиграфического совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы. Новосибирск. Изд-во: СНИИГГиМС. 1989. 64 с.

СТОЛБЧАТЫЕ МИНИСТРОМАТОЛИТЫ: ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ В РАЗРЕЗАХ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА

Джамансартова О.М., Рахманова А.В.

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, eflats@mail.ru

Введение

Термин «строматолит» был предложен немецким геологом Эрнстом Кальковским в 1908 г. (Крылов, 1975) и переводится с греческого как *stroma* – «подстилка» и «*lithos*» – камень, буквально – «ковровый камень». Это карбонатные фоссилизированные микробиальные постройки с характерной слоистой структурой (Крылов, 1975; Маслов, 1960). Они сформировались на дне мелководных водоемов (Литвинова, 2018; Jahnet, Collins, 2012) в результате процессов осадконакопления и жизнедеятельности цианобактериального сообщества (Овчинникова и др., 2012; Литвинова, 2009). Исследуемые строматолиты приурочены к карбонатным отложениям ятулийского надгоризонта (2.3–2.1 млрд. лет), который расчленен на сегозерский (нижнеятулийский) и онежский (верхнеятулийский) горизонты (Онежская, 2011).

На территории Карелии известны десятки местонахождений строматолитовых построек (Макарихин, Кононова, 1983; Макарихин и др., 2007): в Лоухском (южный берег оз. Паанаярви), Медвежьегорском (на островах Северинсаари, Дюльмек, оз. Сегозеро), Южный Олений (оз. Онежское), в Кондопожском (побережье оз. Сундозеро и Пялозеро) и других районах (рис. 1). Такое многооб-

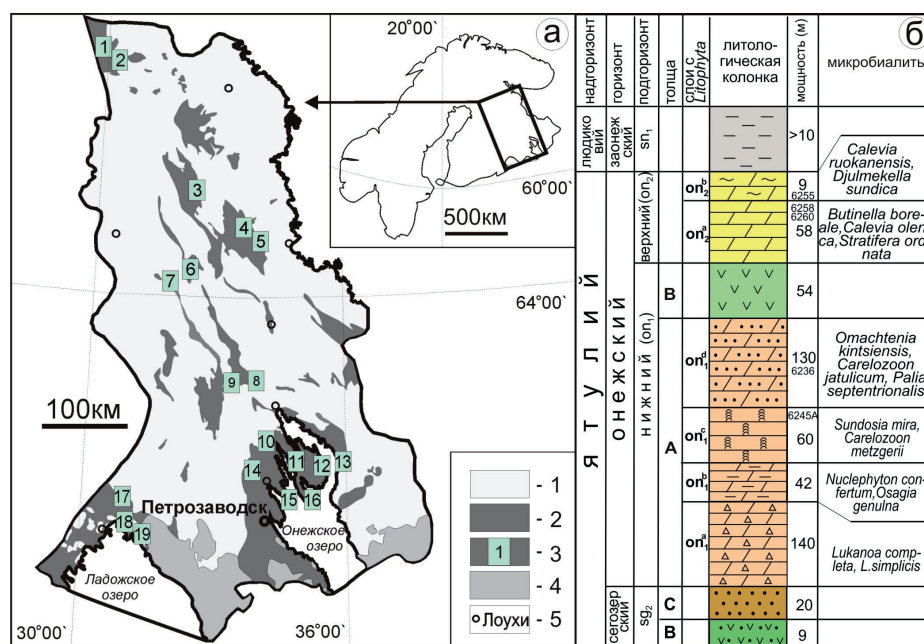


Рис. 1. Местонахождения и стратиграфическое положение палеопротерозойских микробиальных построек Карелии: а – местонахождения (1–19) микробиалитов (Джамансартова, 2022): 1) – архейские комплексы (3.5–2.5 млрд. лет); 2) – палеопротерозойские комплексы (2.5–1.8 млрд. лет); 3) – местонахождения: 1 – Соваярви, 2 – Капа-Калио, 3 – Ожиярви, 4 – Юляостров, 5 – Хангасламбина, 6 – Калливо-Пиа, 7 – Большозеро, 8 – о. Дюльмек, 9 – о. Северинсаари, 10 – Лижмозеро, 11 – Мунозеро, 12 – Лисицино, 13 – Пяльма, 14 – Сундозеро-Пялозерская местность, 15 – Бол. Гангозеро, о. Монастырский, 16 – о. Южный Олений, 17 – Соанлахти, Кинтсиниemi, 18 – Янисойки, 19 – Вуоратсу; 4) – палеозойские и неопротерозойские комплексы (1.8–0.25 млрд. лет); 5) – города. б – расчленение ятулийского надгоризонта (онежский горизонт) с микробиолитами: нижний подгоризонт (on₁) – слои с *Lukanoa* (а), слои с *Nucleophyton* (б), слои с *Sundosia* (с), слои с *Omachtenia kintsiensis* (д); верхний подгоризонт (on₂) – слои с *Butinella* (а), слои с *Calevia ruokanensis* (б) (Онежская, 2011).

разие (выделено около 20 родов и многочисленные виды) было установлено в ходе их многолетнего изучения.

История исследования *Carelozoon jatulicum* Metzger

Началом первых палеонтологических исследований докембрия Карелии принято считать сообщение П.А. Пузыревского в 1960-х годах XIX в. (Макарихин, Кононова, 1983) о проблематичных образованиях в карбонатных отложениях окрестностей горнятского поселка Питкяранта. Однако породы, на которые обратил внимание П.А. Пузыревский, по всей вероятности являются скарнами (Булах, Франк-Каменецкий, 1961), соответственно находками не органического генезиса. В 1906 г. известный специалист по четвертичной геологии С.А. Яковлев (Jakovleff S.A., 1906) сообщил о палеонтологической находке в мраморизованных доломитах Белогорско-Тивдийской группы месторождений (Кондопожский район). По определению российского геолога и минералога Г.Г. фон Петца они являлись губками *Chaetetes radians* Fischer, 1829. Так строматолитовые постройки были ошибочно приняты как губки.

Значительным событием в истории исследования строматолитов стало открытие финского геолога А.Т. Метцгера (Metzger, 1924). Им были обнаружены постройки неясного происхождения в красноцветных доломитах мыса Кунносиеми Суоярвского района Юго-Западной Карелии и недалеко от пос. Кинпронмяки. В дальнейшем они были названы им *Carelozoon jatulicum* (рис. 2). Это открытие способствовало дальнейшему обнаружению новых местонахождений строматолитовых построек на территории Карелии.

Цель работы – рассмотреть стратиграфическое положение столбчатых министроматолитов, детально изучить вещественный состав *Carelozoon jatulicum* (Metzger, 1924), уточнить описание этого морфотипа.

Материалы и методы

Авторы произвели отбор образцов строматолитов *Carelozoon jatulicum* в ходе геологической экспедиции 2021 г. Из них были изготовлены пластинки для детального анализа вещественного состава построек. Также материалами послужили образцы и шлифы из коллекции Музея геологии до-

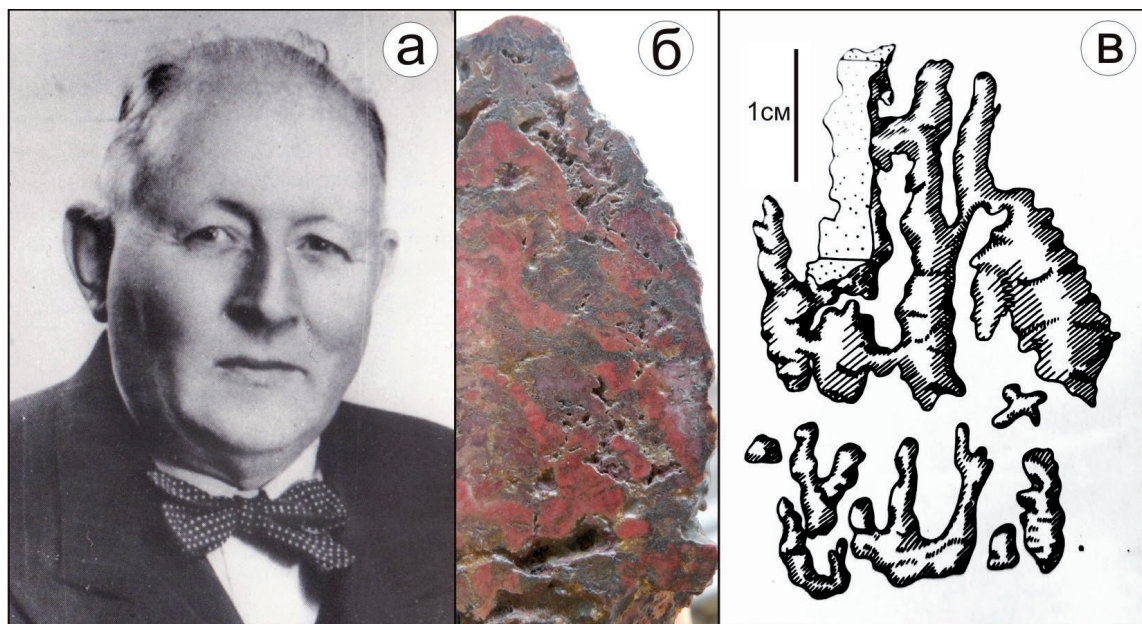


Рис. 2. Строматолиты *Carelozoon jatulicum* (Metzger, 1924).

а – финский геолог, профессор Адольф Агуст Теодор Идо Метцгер (26.02.1896–13.11.1965); б – строматолит *Carelozoon jatulicum*. Протерозой, ятулий. Мыс Кунносиеми. № образца: К-1/13. Коллекция А.Т. Метцгера (МГД ИГ КарНЦ РАН); в – графическая реконструкция столбчатых министроматолитов *Carelozoon jatulicum* (Макарихин, Кононова, 1983).

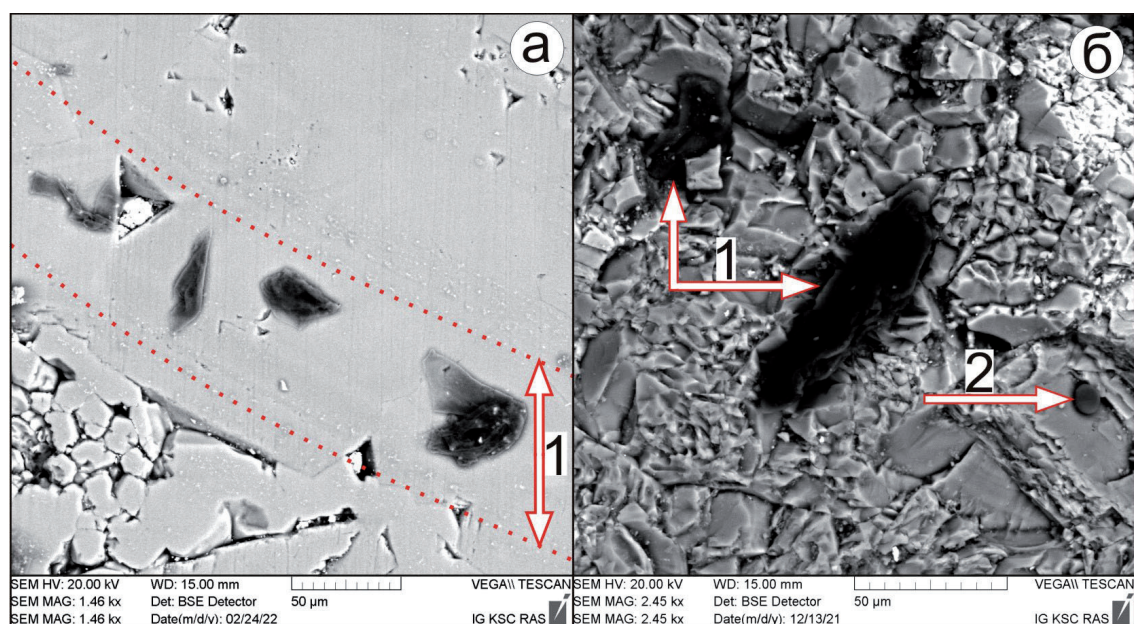


Рис. 3. Исследование УВ в столбчатых палеопротерозойских министроматолитах Карелии *Carelozoon jatulicum* методом микрозондового анализа: а – слой с УВ (1) полированной пластинки 66666; б – УВ ассиметричной формы (1) и сферической формы (2) в неполированной пластинке 66666.

кембрия (ИГ КарНЦ РАН). Методика изучения строматолитов описана в ряде работ (Крылов, 1975; Литвинова, 2018; Маслов, 1960; Макарихин, Кононова, 1983; Джамансартова, 2022). Основные макро- и мезоструктуры строматолитов выделялись путем визуального описания. Анализ основных микроструктур проводился с применением цифрового микроскопа «Альтами» с 4-х кратным увеличением линзы. Минеральный состав построек был исследован двумя локальными аналитическими методами: рентгено-спектральный микроанализ и комбинационное рассеяние света (Рамановская спектроскопия). Авторы провели анализы в центре коллективного пользования ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск.

Результаты

Таким образом, было рассмотрено стратиграфическое положение столбчатых министроматолитов, прослежена ранняя история изучения строматолитовых построек и уточнен научный вклад А.Т. Метцгера, дополнены ранее опубликованные сведения об исследовании и морфологии *Carelozoon jatulicum*. Уточнен вещественный состав методами Рамановской спектроскопии и микрозондового анализа (рис. 3).

В результате аналитического исследования пластинок:

- 1) выявлено УВ двух форм: ассиметричная в виде пленок и сферическая (рис. 3 б);
- 2) УВ сферической формы установлено как слабо упорядоченное в виде аморфного углерода.

Литература

1. Булах А.Г., Франк-Каменецкий В.А. Геологическая экскурсия в окрестности Питкяранты. Петрозаводск. Изд-во: Госиздат. 1961. 108 с.
2. Джамансартова О.М. Углеродистое вещество палеопротерозойских министроматолитов Карелии // Литология и полезные ископаемые. 2022. № 3. С. 304–312. <https://doi.org/10.31857/S0024497X2203003X>.
3. Крылов И.Н. Строматолиты рифея и фанерозоя СССР // Труды ГИН АН СССР. Вып. 234. М. Изд-во: Наука. 1975. 243 с.
4. Литвинова Т.В. К вопросу о роли микроорганизмов в формировании структурно-текстурных особенностей строматолитов // *Lethea rossa*. Российский палеоботанический журнал. 2018. Т. 16. С. 1–16.
5. Литвинова Т.В. Новые данные по строению и составу строматолитовых построек (Северное Прианбарье) // Литология и полезные ископаемые. 2009. № 4. С. 428–437.

6. Маслов В.П. Строматолиты (их генезис, метод изучения, связь с фациями и геологическое значение на примере ордовика Сибирской платформы) // Тр. ГИН АН СССР. М. Изд-во: АН СССР. 1960. Вып. 41. 187 с.
7. Макарихин В.В., Кононова Г.М. Фитолиты нижнего протерозоя Карелии. Л. Изд-во: Наука. 1983. 180 с.
8. Макарихин В.В., Медведев П.В., Рычанчик Д.В. Геологические памятники природы Карелии. Петрозаводск. Изд-во: Карелия. 2007. 192 с.
9. Овчинникова Г.В., Кузнецов В.А., Мележик В.А., Горохов И.М., Васильева И.М. Геологический словарь в 3-х томах (гл. ред. О.В. Петров). Т. 2. Санкт-Петербург. Изд-во: ВСЕГЕИ. 2017. 476 с.
10. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и менерагения). Петрозаводск. Изд-во: КарНЦ РАН. 2011. 431 с.
11. Jahnet R.G., Collins L. B. Characteristics, distribution and morphogenesis of subtidal microbial systems in Shark Bay, Australia Marine Geology. V. 303–306. 2012. P. 115–136. <https://doi.org/10/1016/j.margeo.2012.02.009>.
12. Jakovleff S.A. Über die Ostgrenze des präkembrischen Systems in Finland // Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. 1906. № 13. P. 600–604.
13. Metzger A.T. Die Jatulischen Bildugen von Suojärvi in Ostfinnland // Bulletin de la commission geologique de Finlande. Helsingfors, janvier. 1924. No. 64. 86 P.

СКОРОСТНЫЕ МОДЕЛИ В МЕТОДЕ ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН

Долотказин О.И.

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, st076537@student.spbu.ru

Введение

В последнее время при обработке материалов сейсмических работ методом преломленных волн (МПВ) ведущее место занимает метод сейсмической томографии, несмотря на то, что для решения некоторых задач более корректно использование иных подходов. В данной работе исследованы возможности и разрешающая способность различных способов решения обратной кинематической задачи в МПВ.

Методы

Для решения поставленной задачи была смоделирована слоисто-однородная модель, в которой все границы являлись преломляющими. Сейсмические скорости и мощности слоев подбирались таким образом, чтобы годографы от каждой границы последовательно выходили в первых вступлениях (табл. 1, рис. 1).

Таблица 1. Параметры исходной модели.

| | H, м | hk, м | V _{рк} , м/с | t ₀ , с | tHT, с | LHT, м |
|---|------|-------|-----------------------|--------------------|--------|--------|
| 1 | 600 | 600 | 1600 | 0.485 | 1.157 | 1411 |
| 2 | 1200 | 600 | 2100 | 0.928 | 1.920 | 2580 |
| 3 | 1800 | 600 | 2600 | 1.314 | 2.499 | 3676 |
| 4 | 2400 | 600 | 3100 | 1.652 | 2.969 | 4742 |
| 5 | | | 3600 | | | |

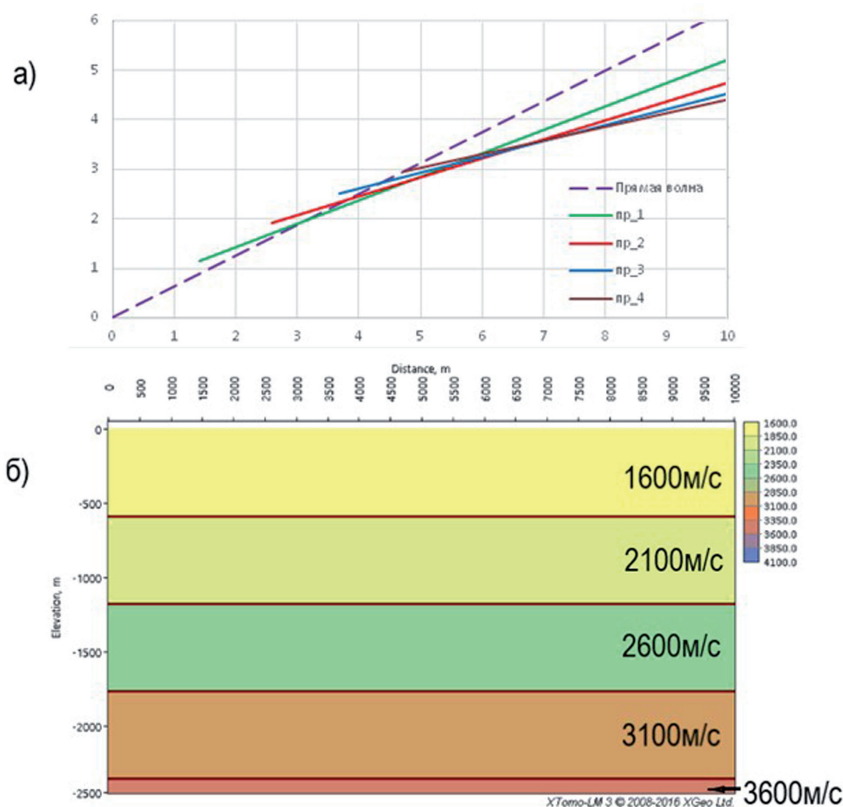


Рис. 1. Модель среды (б) и рассчитанные годографы (а).

В работе представлены результаты решения обратной задачи по годографам преломленных волн при аппроксимации слоисто-однородной среды однородной и непрерывной градиентной моделями, а также рассматриваются теоретические основы решения обратной задачи в рамках слоисто-однородной модели.

Аппроксимация покрывающей слоисто-однородной среды однородной моделью

До каждой преломляющей границы были определены интегральные скорости: средняя скорость V_{cp} и эффективная скорость $V_{эф}$ по начальным точкам преломленных волн. Эти скорости использовались при вычислении глубины H преломляющей границы методом « t_0 » и сопряженных (начальных) точек (Метод преломленных ..., 1990; Морская сейсморазведка, 1984). Полученные значения глубин отличаются от истинных $H_{ист}$ из-за неучета эффекта преломления на промежуточных границах. Ввиду этого были найдены так называемые расчетные скорости (Морская сейсморазведка, 1984), использование которых обеспечивает правильное определение глубины преломляющей границы: $V_{t_0} = f(H, V_r, t_0)$; $V_L = f(H, V_r, L)$ – расчетные скорости, выраженные через H – глубину залегания границы, V_r – граничную скорость, L – расстояние от источника до начальной точки (расстояние между сопряженными точками), время t_0 . Результаты всех расчетов представлены в таблицах 2 и 3.

Таблица 2. Интегральные скорости для однородной модели.

| k | Нист, м | V_{cp} м/с | V_{t_0} м/с | $V_{эф}$ м/с | V_L м/с |
|---|---------|--------------|---------------|--------------|-----------|
| 1 | 600 | 1600 | 1600 | 1600 | 1600 |
| 2 | 1200 | 1827 | 1848 | 1869 | 1900 |
| 3 | 1800 | 2030 | 2065 | 2135 | 2210 |
| 4 | 2400 | 2222 | 2259 | 2398 | 2530 |

Полученное соотношение скоростей выражается следующим неравенством:

$$V_{cp} < V_{t_0} < V_{эф} < V_L$$

Таблица 3. Глубины преломляющих границ, рассчитанные с использованием интегральных скоростей.

| k | Нист, м | Способ « t_0 » | | Способ сопряженных (начальных) точек | | |
|---|---------|------------------|------------------|--------------------------------------|-----------------|--------------|
| | | $H(V_{cp})$, м | $H(V_{t_0})$, м | $H(V_{cp})$, м | $H(V_{эф})$, м | $H(V_L)$, м |
| 1 | 600 | 600 | 600 | 600 | 600 | 600 |
| 2 | 1200 | 1182 | 1220 | 1320 | 1250 | 1205 |
| 3 | 1800 | 1749 | 1819 | 2140 | 2085 | 1808 |
| 4 | 2400 | 2312 | 2396 | 3050 | 2940 | 2400 |

Выводы

При аппроксимации многослойной покрывающей среды однослойной моделью наибольшая точность при нахождении глубины залегания преломляющей границы достигается с использованием расчетных скоростей в зависимости от выбранного метода: V_{t_0} – для способа « t_0 » и V_L – для способа сопряженных (начальных) точек.

Аппроксимация слоистой среды непрерывной градиентной моделью

Решение обратной кинематической задачи при аппроксимации среды непрерывной градиентной моделью применяется в контексте сейсмической томографии по годографам первых вступлений (<http://seismic-info.ru>). Решение обратной задачи проводилось в программном пакете XТomo-Lm 3 (XТomo-LM. Система..., 2016). В качестве начальной модели для инверсии была задана модель с непрерывным изменением скорости от 1350 м/с в верхнем слое до 4350 м/с в нижнем слое (рис. 2).

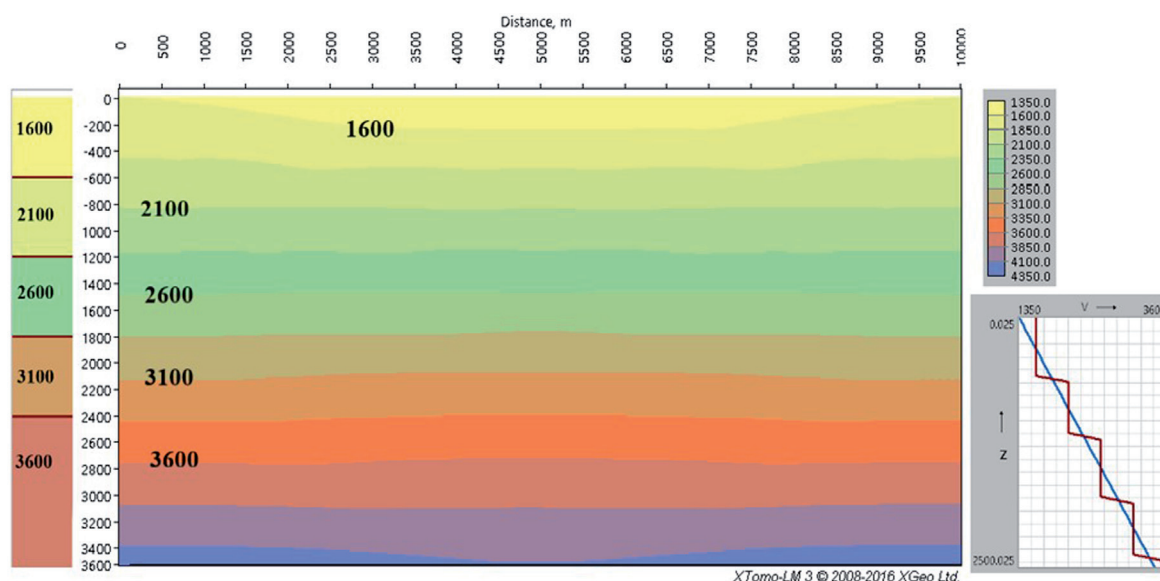


Рис. 2. Результат сейсмической томографии по годографам первых вступлений с градиентной начальной моделью.

Выводы

Изолинии скоростей на разрезе, полученном с помощью сейсмической томографии, находятся на глубинах, превышающих глубину залегания преломляющей границы с соответствующей граничной скоростью, причем ошибка увеличивается с глубиной. Скоростной сейсмотомографический разрез включает все значения скоростей в интервале от V_{\min} до V_{\max} начальной модели, что является ошибкой, в случае если среда состоит из слоев с фиксированными скоростями в них.

По полученному сейсмотомографическому разрезу в области максимального лучевого покрытия были рассчитаны средние скорости, которые использовались при определении глубины залегания преломляющих границ способом « t_0 ».

Таблица 4. Сравнение средних скоростей и глубин, рассчитанных по способу « t_0 » для экспериментальной модели и результата томографии.

| k | Средние скорости | | Глубины | | |
|---|----------------------------|----------------------------|---------|-----------------------------|-----------------------------|
| | $V_{\text{ср(ист)}}$, м/с | $V_{\text{ср(том)}}$, м/с | Нист, м | $H(V_{\text{ср(ист)}}$), м | $H(V_{\text{ср(том)}}$), м |
| 1 | 1600 | 1693 | 600 | 600 | 695 |
| 2 | 1827 | 1878 | 1200 | 1182 | 1260 |
| 3 | 2030 | 2025 | 1800 | 1749 | 1757 |
| 4 | 2222 | 2156 | 2400 | 2312 | 2223 |

Примечание. Средняя скорость: $V_{\text{ср(ист)}}$ – истинная, $V_{\text{ср(том)}}$ – по томографии.

По результатам всех расчетов были построены глубинно-скоростные колонки, полученные по способу « t_0 » с использованием различных скоростей (рис. 3), а так же вычислены ошибки глубины залегания преломляющих границ (табл. 5).

Таблица 5. Отличие расчетных глубин залегания от истинных в %.

| | Н ист, м | $\sigma(V_{\text{ср(ист)}}$) | $\sigma V_{\text{ср(том)}}$ | $\sigma(V_{t_0})$ | $\sigma(V_{\text{эф}})$ |
|---|----------|-------------------------------|-----------------------------|-------------------|-------------------------|
| 1 | 600 | 0 | 15.8 | 0 | 0 |
| 2 | 1200 | 1.4 | 5 | 1.7 | 4 |
| 3 | 1800 | 2.8 | 2.4 | 1.1 | 7.5 |
| 4 | 2400 | 3.6 | 7.3 | 0.1 | 10.6 |

Примечание. $\sigma(V_{\text{ср(ист)}}$), $\sigma(V_{t_0})$, $\sigma(V_{\text{эф}})$, $\sigma V_{\text{ср(том)}}$ – ошибка метода « t_0 » при использовании средней, расчетной и эффективной скоростей, а также средней скорости найденной по сейсмотомографическому разрезу.

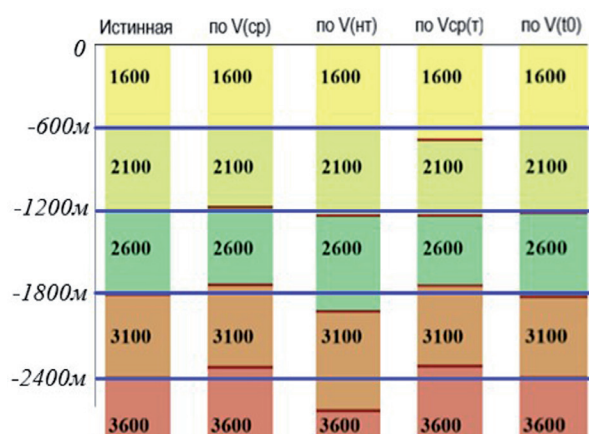


Рис. 3. Сравнение всех колонок по значениям N_k , вычисленным способом « t_0 » с использованием разных скоростей. Скорости в слоях даны в м/с.

задачи зависит от системы наблюдений, качества сейсмических данных, характера неоднородности исследуемого разреза. При анализе и геологической интерпретации получаемых результатов необходимо учитывать их зависимость от выбранной модели.

Литература

1. Епинатьева А.М., Голошубин Г.М., Литвин А.Л. и др. Метод преломленных волн. М. Ид-во: Недра. 1990. 296 с.
2. Морская сейсморазведка методом преломленных волн. М. Изд-во: Недра. 1984. 173 с.
3. <http://seismic-info.ru>. Обзор «Возможности и эффективность сейсмической томографии по первым вступлениям преломленных волн».
4. XТomo-LM. Система сейсмической томографии XGeo. Версия 3.1.1 Руководство пользователя. XGeo Ltd. Санкт-Петербург. 2016.

Заключение

При решении обратной задачи в методе преломленных волн аппроксимация реальной среды однослойными моделями с использованием расчетных скоростей может давать результат точнее, нежели сейсмическая томография. Однако, для вычисления расчетных скоростей необходимы дополнительные данные о глубинах залегания преломляющих границ и скоростях (данные скважин или результаты обработки годографов преломленных волн в рамках слоисто-однородной модели). Следует учитывать, что данный результат был получен на основе смоделированной среды. В реальных условиях выбор методики решения обратной задачи

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В РЫБЕ

Евенкова Т.Д., Зеленковский П.С., Гетгих Н.П.

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, tatyana.evenkova@yandex.ru

Введение

В современном мире экологический мониторинг окружающей среды распространен повсеместно. Однако из-за всевозможного взаимодействия химических элементов между собой и с природными средами могут происходить трудности в экстраполяции полученных данных. Поэтому для оценки нанесенного ущерба окружающей среде в результате попадания поллютанта необходимо сравнение с «эталонной», территорией, которая подвергается минимальному воздействию со стороны человеческой деятельности. Смоленская область характеризуется сравнительно низким уровнем производственных выбросов, образования отходов и незначительным сбросом сточных вод; что уже указывает на достаточно чистую среду обитания (Прокопьев, Витухин, 2019). Национальный парк «Смоленское Поозерье» – это особо охраняемая природная территория, разделенная на функциональные зоны. Заповедная зона является закрытым и нетронутым участком, на котором можно определить фоновые значения химических элементов. Целью исследования является определение закономерностей биоаккумуляции и распространения тяжелых металлов по трофическим сетям, установление фоновых значений некоторых тяжелых металлов для рыб различных видов.

Материалы и методы исследования

Совместно с национальным парком «Смоленское Поозерье» и кафедрой экологической геологии СПбГУ в течение 2019–2020 гг. проводился ряд исследовательских работ, который также включал отбор ихтиологического материала. Отбор проб проводился на озерах Баклановское, Дго и Букино. Данные озера были выбраны с учетом их расположения в различных функциональных зонах. Озеро Баклановское подвержено наибольшей антропогенной нагрузке, так как находится в рекреационной зоне. Менее затронутым является озеро Букино, вся площадь которого включена в заповедную зону парка. Вытянутое с юга на север озеро Дго расположено в нескольких функциональных зонах (экстенсивного природопользования, хозяйственного назначения, рекреационной, особой охраны). Для контроля качества среды природных водоемов были выбраны широко распространенные виды рыб, относящихся к различным уровням трофической цепи: лещ (*Abramis brama*) – бентофаг, плотва (*Rutilus rutilus*) и густера (*Blicca bjoerkna*) – эврифаги, окунь (*Perca fluviatilis*) – ихтиофаг. Широкая распространенность, разный тип питания и исключение видов, имеющих охранный статус, – необходимые условия для выбора биоиндикатора. Для анализа микроэлементного состава рыб использовали дифференцированные пробы: мышцы и печень. Количество отобранных образцов варьировало от 3 до 26 особей одного вида. Общее количество проб составило 100 особей. Пробоподготовка была проведена согласно ГОСТ 26929-94 (способ сухой минерализации). Сравнение результатов проводилось с учетом нормативных значений допустимых уровней (СанПиН 2.3.2.1078-01 – действующий и СанПиН 2.3.2.560-96 – недействующий).

Результаты и обсуждение

В качестве рассматриваемых тяжелых металлов были выбраны следующие элементы: кадмий (Cd), медь (Cu), свинец (Pb), цинк (Zn), хром (Cr), никель (Ni). Содержания тяжелых металлов в рыбе озера Баклановское не превышают строгие гигиенические нормативные значения. Так, для мышечной ткани рыб максимальное значение у кадмия – 0.031 мг/кг, меди – 1.3 мг/кг, свинца – 0.37 мг/кг, никеля – 0.485 мг/кг (все четыре показателя относятся к густере), хрома – 0.20 мг/кг (плотва). Наибольшие значения ТМ в печени, следующие: Cd – 0.050 мг/кг (густера); Cu – 1.4 мг/кг (окунь); Pb – 0.57 мг/кг (плотва); Zn – 69.6 мг/кг (плотва); Cr – 0.26 мг/кг (окунь); Ni – 0.692 мг/кг

(густера). Также было выявлено высокое содержание цинка – среднее значение 65.3; когда допустимый уровень равен 40.0 мг/кг. Такое значение может быть объяснено тем, что водный объект расположен в рекреационной зоне и имеет наибольшую антропогенную нагрузку из всех трех рассматриваемых озер. Значения содержания тяжелых металлов в рыбе озера Дго не имеют превышений по нормативным показателям. В мышечной ткани леща среднее значение тяжелых металлов у Cd – 0.033 мг/кг; Cu – 0.9 мг/кг; Pb – 0.35 мг/кг; Zn – 39.9 мг/кг; Cr – 0.09 мг/кг; Ni – 0.383 мг/кг. Среднее содержание ТМ в печени леща: Cd – 0.050 мг/кг; Cu – 0.7 мг/кг; Pb – 0.38 мг/кг; Zn – 37.7 мг/кг; Cr – 0.37 мг/кг; Ni – 0.361 мг/кг. Тяжелые металлы в мышечной ткани плотвы: Cd – 0.027 мг/кг; Cu – 0.71 мг/кг; Pb – 0.33 мг/кг; Zn – 29.6 мг/кг; Cr – 0.18 мг/кг; Ni – 0.582 мг/кг. Рассматривая значения тяжелых металлов в озере Букино, мы делаем акцент на природной чистоте территории. Данный водный объект, и территория вокруг него, являются нетронутыми и не имеют прямого негативного воздействия от человеческой деятельности. Значения тяжелых металлов в рыбе из озера Букино можно считать фоновыми. Максимальное значение тяжелых металлов в мышечной ткани рыб: Cd – 0.026 мг/кг (окунь); Cu – 1.05 мг/кг (окунь); Pb – 0.36 мг/кг (окунь); Zn – 33.5 мг/кг (плотва); Cr – 0.19 мг/кг (окунь); Ni – 0.436 мг/кг (плотва). При выявлении закономерности распределения ТМ в печени и мышечной ткани рыб был составлен рейтинг кумуляции элементов. Наиболее часто встречающийся характер распределения ТМ в рыбе, в зависимости от интенсивности накопления, следующий: Zn>Cu>Ni>Pb>Cr>Cd. Данная закономерность прослеживается во всех трех рассматриваемых озерах. В целом, отмечено повышенное содержание цинка в исследуемых образцах. Вероятно, высокие концентрации цинка связаны с биофильностью элемента. Цинк является вторым из тяжелых металлов по распространенности в тканях и органах рыб после железа, микроэлемент встречается почти в каждой клетке, а также во многих ферментах живого организма и участвует в синтезе нуклеиновых кислот (Naz, Javed, 2013). Характер накопления тяжелых металлов в печени и мышечной ткани рыб схожий. Полученные результаты указывают на смешанный путь поступления металлов. Отмечается, как и увеличение, так и уменьшение концентрации ТМ на каждом уровне трофической цепи.

Литература

1. Прокопьев М.Г., Витухин А.Д. Анализ и рейтинг состояния окружающей среды по регионам ЦФО РФ. // Региональные проблемы преобразования экономики. № 8 (106). 2019. С. 175–183.
2. Naz S., Javed M. Evaluation of Acute Toxicity of Metals Mixture and Bioaccumulation in Freshwater Fish. Bioscience Methods. V. 4(3). 2013. P. 11–18.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНАТОВ ИЗ СЛАНЦЕВ НИЖНЕУДИНСКОГО РАЙОНА ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ

Евсюкова А.А.

Воронежский государственный университет, Воронеж, nasya.evsyukova.2016@mail.ru

Введение

В ходе работы было проанализировано 25 гранатов под микроскопом стереоскопическим «Альтами» и проведён рентгеноспектральный микроанализ. На основе полученных результатов, сделаны выводы о составе, морфологии гранатов из сланцев мурхойской свиты метаморфических пород Нижнеудинского региона.

Целью данной работы ознакомление с химическим составом гранат из сланцев участка Черно-Бирюсинский.

Участок Черно-Бирюсинский расположен на территории Нижнеудинского района Иркутской области в центральной части Восточного Саяна в междуречье рек Агула и Уда в бассейнах верховий рек Б. Бирюса, М. Бирюса и Ч. Бирюса.

Макроскопические вмещающие породы представлены метаморфическими сланцами светлого-серого, зеленовато-серого цвета, в составе которых преобладающими породообразующими минералами являются плагиоклазы, кварц (в том числе жильный), ставролит, биотит, мусковит, хлорит, гранаты.

В ходе работы изучалось 25 зёрен граната и их сколов из породы выработанной взрывным способом (рис. 1), кроме того гранаты не повреждённые, были отобраны по корам выветривания сланцев. Гранаты представлены в виде идиоморфных трещиноватых зёрен. Трещины в зёрнах граната разнонаправленны. Связано это со способом добычи. Грани некоторых зёрен разрушены выветриванием.



Рис. 1. Гранаты мурхойской свиты нижнего рифея Макрофотографии гранатов.

Химический состав зёрен

Состав гранатов изучался при помощи растрового электронного микроскопа Jeol JSM-6380 LV с энергодисперсионным спектрометром INCA 250 (табл. 1).

Таблица 1. Химический состав гранатов по данным микрозондового анализа (мас. %).

| № зерна | № спектра | SiO ₂ | TiO ₂ | K ₂ O | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | Сумма |
|---------|-----------|------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------------------|-------|
| 1 | 1 | 37.99 | 0.52 | – | 19.57 | 36.27 | 0.37 | 2.33 | 2.21 | 0.74 | 100 |
| | 2 | 36.47 | – | 0.19 | 18.63 | 37.70 | 2.13 | 1.56 | 2.42 | 0.48 | 100 |
| | 3 | 35.60 | – | 0.43 | 18.55 | 37.73 | 2.51 | 1.59 | 2.54 | 0.68 | 100 |
| | 4 | 36.85 | – | – | 19.11 | 37.53 | 2.36 | 1.38 | 2.18 | 0.32 | 100 |
| | 5 | 26.18 | 15.36 | 0.30 | 13.72 | 39.60 | 1.65 | 0.89 | 1.47 | 0.65 | 100 |

Затем полученные результаты химического состава гранатов были пересчитаны на основные миалы (табл. 2).

Таблица 2. Миальный состав гранатов (в %).

| № зерна | № спектра | Andr | Gross | Alm | Spess | Prp | Сумма |
|---------|-----------|------|-------|-------|-------|------|--------|
| 1 | 1 | 0.67 | 6.12 | 82.33 | 0.90 | 9.97 | 99.99 |
| | 2 | 7.66 | 0.44 | 81.0 | 5.10 | 6.57 | 100.77 |
| | 3 | 6.89 | 0 | 79.68 | 5.99 | 6.67 | 99.23 |
| 2 | 4 | 4.87 | 1.70 | 82.00 | 5.63 | 5.79 | 99.99 |
| | 2 | 6.10 | 0 | 83.36 | 5.41 | 5.14 | 100.01 |
| | 3 | 0.14 | 7.20 | 82.00 | 2.06 | 8.60 | 100 |

Компонентный состав всех гранатов преимущественно альмандиновый (79.68–83.36 %), на что указывает достаточно высокое содержание железа в исследуемых гранатах (36.22–39.60 мас. % Fe₂O₃). Второй, по значимости, миал – пироп. Его содержание в гранатах составляет от 5.14 до 9.97 %, что связано с содержанием достаточно небольшого количества магния (0.89–2.33 мас. % MgO).

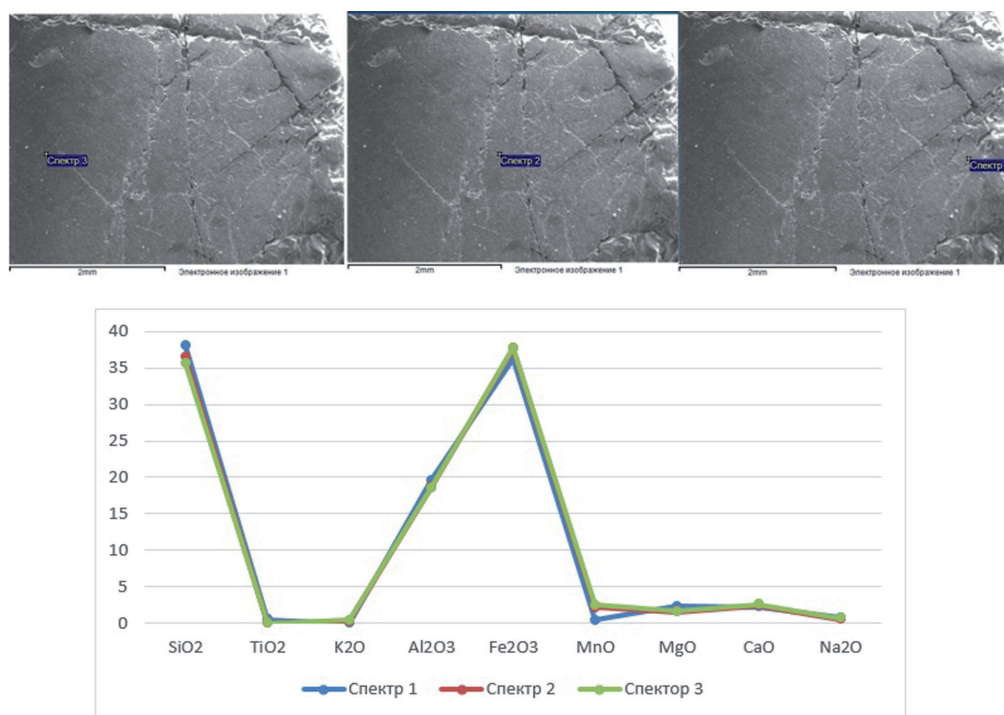
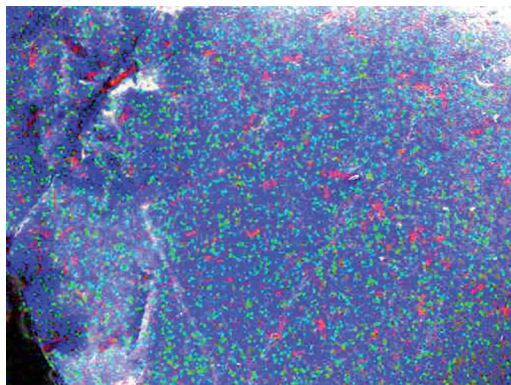


Рис. 2. РЭМ-фотография поверхности среза зерна граната с точками определения элементного состава и график распределения элементов (спектр 3 – центральная часть зерна, спектр 1 – краевая зона).



2mm

Рис. 3. РЭМ-фотография картирования поверхности среза граната по трём элементам: красный цвет – титан, зелёный – магний, синий – железо.

горчатая поверхность, отрицательный рельеф, что характерно для процессов растворения зёрен и говорит о частичном растворении гранатов. Предположительно, это причина циркуляции агрессивных растворов по трещинам породы.

3. При изучении химического состава зерен установлено преобладание алмандинового минала (79.68–83.36 %) в изучаемых гранатах. В небольших количествах присутствует пиров, гроссуляр и андрадит. Компонентный состав гранатов и примеси в пределах зерна существенно не изменяются.

Результаты исследований выполнены на оборудовании геологического факультета и Центра коллективного пользования научным оборудованием Воронежского государственного университета: <https://ckp.vsu.ru>.

Литература

1. Еременко. Д.В., Еременко А.В., Бондаренко С.В. Использование пиров для оценки перспектив алмазности трубки 746-Б Архангельской алмазоносной провинции // Вестник ВГУ. Сер. Геология. 2015. № 3. С. 59–64.
2. Ильинский Г.А. Диагностика шлиховых минералов. Л. 1991. 102 с.
3. Соболев Н.Б. Парагенетические типы гранатов. М. Изд-во: Наука. 1964г.
4. Хмельков А.М. Основные минералы кимберлитов и их эволюция в процессе ореолообразования (на примере Якутской алмазоносной провинции). Новосибирск. Изд-во: АРТА. 2008. 252 с.

Также в гранатах присутствует спессартиновый компонент (0.9–5.99 %), гроссуляровый (0–7.2 %) и андрадитовый (0.14–7.66 %). Содержание последних компонентов значительно варьирует в пределах одного зерна. По результатам микронзондового анализа установлено, что от центра зерна к от периферии (рис. 2) элементный состав не изменяется.

В качестве элементов-примесей установлен титан. Его распределение в пределах зерна равномерное (рис. 3).

Таким образом, в результате проведённых исследований установлено:

1. Гранаты мурхойской свиты нижнего рифея представлены, главным образом, идиоморфными зёрнами изометричной формы.

2. Микрорельеф зерен гранатов преимущественно ступенчатый, однако на некоторых зёрнах наблюдаем бугорчатая поверхность, отрицательный рельеф, что характерно для процессов растворения зёрен и говорит о частичном растворении гранатов. Предположительно, это причина циркуляции агрессивных растворов по трещинам породы.

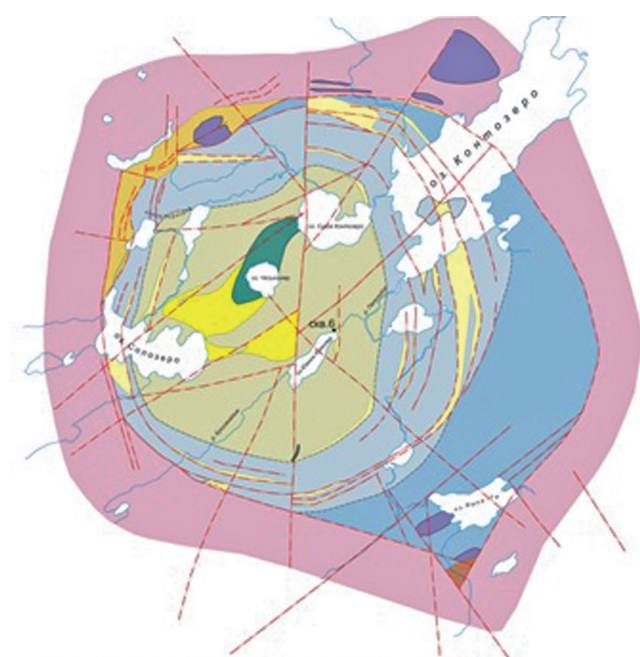
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОНТОЗЕРСКОГО ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО КОМПЛЕКСА (МУРМАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Забавчик Н.И.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, n.zabavchik@ksc.ru

Введение

Несмотря на относительно небольшое распространение в земной коре, щелочно-ультраосновные комплексы с карбонатитами всегда вызывали повышенный научный и экономический интерес. Эти комплексы характеризуются уникальной и разнообразной минералогией и содержат месторождения стратегического минерального сырья. Многолетние дискуссии связаны и с вопросами формирования щелочно-ультраосновных комплексов: это многостадийное, сложное, с проявлением разнообразных (авто)метасоматических процессов развитие (Кухаренко А.А. и др., 1965). Именно поэтому изучение подобных массивов вызывает интерес у петрологов, минералогов, геохимиков. На территории Кольского полуострова (Мурманская область) расположена Кольская щелочная провинция, в состав которой входит более 30 щелочно-ультраосновных массивов с карбонатитами (Ковдор, Вуориярви, Себляврский, Салмогорский и другие). В число подобных комплексов входит и Контозерский вулканогенно-осадочный комплекс, однако, по сравнению с другими объектами Кольской щелочной провинции, он очень малоизучен. Уникальность Контозерского комплекса в том, что здесь наблюдаются вулканические аналоги практически всех пород, слагающих «классические» щелочно-ультраосновные массивы, такие как Ковдор. В 2021 г. мы начали подробное изучение петрографии и минералогии пород Контозера, используя материал скважин, пробуренных здесь в 1970-х годах прошлого века. В ходе полевых исследований 2022 г. нами получен большой фактический материал, чтобы максимально полно охарактеризовать минералогические и петрографические особенности объекта.



Условные обозначения:

- Карбонатно-терригенная толща
- Вулканогенная толща
- Терригенно-вулканогенная толща
- Пикритовые порфиры измененные, карбонатиты, дайки субвулканическая интрузия каменноугольная
- Сиениты щелочные
- Пироксениты палеозойские
- Гнейсы биотитовые и гранатовые, гнейсо-граниты плагиоклазовые и плагиомикроклиновые, мигматиты
- Метасоматиты цеолит-анкеритовые, альбит-цеолит-анкеритовые, доломит-анкеритовые

Рис. 1. Геологическая карта Контозерского палеовулканического комплекса (по Сапрыкиной Л.Г.).

Степень изученности

Контозерский комплекс располагается на северо-востоке Кольского полуострова, в пятидесяти километрах от ближайшего населенного пункта, села Ловозеро. Несмотря на то, что изучение Контозерского комплекса началось в 1929 г., наиболее масштабные исследования проводились здесь в 70-е года XX столетия и были направлены на установление потенциальной апатитоносности Контозерского массива. Тогда проводились масштабные буровые работы, канавное и шурфное опробование: это и

осталось единственным доступным способом изучить объект, поскольку, как установила экспедиция в 1970–77 гг., мощность ледниковых отложений в районе кальдеры достигает 27 метров. В то же время, на основании бурения, была составлена единственная подробная геологическая карта Контозерского комплекса (рис. 1). В его строении выделяют три толщи (снизу вверх): (1) терригенно-вулканогенную; (2) вулканогенную; (3) карбонатно-терригенную. Обрамляющими и подстилающими комплекс породами являются архейские гнейсы кольской серии, а также вулканогенно-осадочные породы ловозерской серии. Последние наиболее широко развиты внутри и в обрамлении Ловозерского массива (расположен в 60 км на юго-запад от Контозера). Вулканогенно-осадочные породы Контозерского массива перекрыты мощной корой выветривания неогенового возраста и четвертичными моренными отложениями. Интрузивные образования представлены пироксенитами, щелочными и нефелиновыми сиенитами, а также карбонатитами.

Методы исследования

В июле-августе 2022 г. были проведены полевые работы, главная цель которых заключалась в том, чтобы отобрать образцы из наиболее распространенных типов пород и получить наглядное представление о геологии Контозерской кальдеры. Работы проводились сотрудниками Геологического Института Кольского Научного Центра РАН, с участием сотрудников других институтов ФИЦ КНЦ РАН. Отбор образцов производился из канав, расположенных в пределах комплекса (рис. 2), а также из коренных обнажений, расположенных в районе озера Солозеро (рис. 3) и по пути маршрутов.



Рис. 2. Канавы, пройденные в ранние годы исследования Контозерской кальдеры.



Рис. 3. Обнажение на берегу оз. Солозеро.

Результаты исследования

В ходе полевых работ были отобраны представительные образцы пород Контозерской кальдеры, которые могут наглядно представить основные толщи Контозерского комплекса. Согласно данным Сапрыкиной Л.Г. (Сапрыкина Л.Г. и др., 1978) в основании кальдеры залегают архейские серые гнейсы, на них располагаются породы Контозерской серии. Нижняя толща серии - терригенно-вулканогенная, она представляет собой дугообразную полосу шириной 0,3–2 км. Толща представлена полимиктовыми и туфогенными брекчиями с большим количеством обломочного материала: гнейсов, гнейсо-гранитов, полевых шпатов и др. (рис. 4), алевролитами, на поверхности которых отмечены следы ряби (рис. 5) и сменяющимися их туфами авгититов. Выше по разрезу находятся породы вулканогенной толщи, которые на геологической карте представлены кольцом шириной 0,5–2 км. Она с постепенным переходом залегает на породах терригенно-вулканогенной толщи. Для нее характерны мелилитовые и нефелинитовые породы. Мелилититы (рис. 6) представлены породами темно- или зеленовато-серого цвета с массивной структурой, они характеризуются



Рис. 4. Брекчиевая порода с неупорядоченными обломками неправильной формы (обр. КТ-42/7).



Рис. 5. Массивный алевролит со знаками ряби (обр. КТ-40/3).



Рис. 6. Мелилитит с вкраплениями пироксена (обр. КТ-33/1).



Рис. 7. Нефелинит (обр. КТ-24/1).



Рис. 8. Карбонатит с ксенолитами кальцита и корой выветривания (обр. КТ-1/1).



Рис. 9. Нефелиновый сиенит с включениями полевого шпата (обр. КТ-25/4).

наличием вкрапленников, которые представлены пироксенами, цеолитами, карбонатами. Нефелиниты (рис. 7) – серые плотные породы с микропорфировой структурой, нефелин часто замещен карбонатами и цеолитами.

Верхняя толща – карбонатно-терригенная или карбонатитовая, слагает центральную часть депрессии. Породы толщи – эффузивные, результат карбонатитового вулканизма и соответственно

представлены карбонатитовыми лавами и туфами (рис. 8). Породы имеют цвет от светло-, темно-серого до желтовато-серого с массивной структурой, а также повсеместно отмечаются коры выветривания (рис. 8). Как показали исследования (Забавчик Н.И. и др., 2021), основным карбонатным минералом является анкерит – $\text{Ca}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})(\text{CO}_3)_2$, это необычно, поскольку иные карбонатитовые массивы Кольского полуострова характеризуются тем, что карбонатные породы имеют кальцит-доломитовый состав. Вероятнее всего, Контозерский комплекс формировался в более восстановительных условиях, что и позволило образоваться анкериту. Помимо этого в карбонатитах отмечены включения сульфидных минералов, флюорита, магнетита, ильменита и др.

Что же касается интрузивных образований, здесь они представлены архейскими гнейсогранитами, распространенными на незначительной площади в обрамлении структуры. Палеозойские интрузии распространены шире. К ним относятся комплекс пироксенитов и габбро-пироксенитов, дайковый комплекс щелочных базальтоидов, субвулканический и жерловый комплексы, и, представляющий наибольший интерес, комплекс сиенитов. Он находится на северо-западе депрессии, его ширина 0.4–0.7 км, протяженность 4 км. Располагается комплекс между архейскими гранито-гнейсами и осадочно-вулканогенными породами каменноугольного возраста. Интрузия сложена пироксенитами, мельтейгитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами, эруптивными брекчиями. Нефелиновые и щелочные сиениты – наиболее распространены, они представляются мелко-, средне- и крупнозернистыми породами серого, зеленовато-серого и красноватого цвета (рис. 9). Нефелин в породах часто изменен, это выражается в окраске зерен: они приобретают красноватый оттенок.

Заключение

Исходя из представленного материала видно, что породы Контозерского комплекса являются очень разнообразными, непохожими друг на друга, а также необычными по своим текстурным и структурным особенностям, минеральному составу. Например, комплекс имеет эффузивное происхождение: породы обладают скрытокристаллическими и мелкозернистыми структурами, с большим количеством ксенолитов разнообразного состава – это отличает его от других щелочно-ультраосновных комплексов с карбонатитами, расположенными на Кольском полуострове и имеющими интрузивное происхождение. Важными являются образцы со знаками ряби на своей поверхности: это подтверждает тот факт, что осадконакопление происходило в водном бассейне. Что же касается минералогических особенностей, то недавние находки (Забавчик Н.И. и др., 2021) из керна опорной скважины, пробуренной в 70-е гг. XX в., показывают, что в породах Контозерской кальдеры присутствуют редкие, необычные минеральные виды.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФ 21-47-09010.

Литература

1. Забавчик Н.И., Базай А.В., Наталиит $\text{NaV}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$ – редкий ванадиевый пироксен в карбонатитах Контозерского массива // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии: материалы XXXII молодёжной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова. Петрозаводск 12-15 октября, 2021 г. Петрозаводск. Изд-во: КарНЦРАН. 2021. С. 58–61.
2. Забавчик Н.И., Базай А.В., Карбонатные минералы Контозерского палеовулканического комплекса // Тр. XIX Всероссийской Ферсмановской научной сессии. Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН. 2022. С. 107–111.
3. Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии: (Геология, петрология, минералогия и геохимия) / Гос. геол. ком. СССР. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т «ВСЕГЕИ». М-во сред. и высш. спец. образования СССР. Ленингр. гос. ордена Ленина ун-т им. А.А. Жданова. М. Изд-во: Недра. 1965. 772 с.
4. Сапрыкина Л.Г., Пантелеймонов В.М., Подурушин В.Ф., Терешков В.Г. Отчет о поисковых работах на апатит и бурении в Контозерской впадине в 1970-77 гг. (Мурманская обл.). Апатиты. 1978.

К ВОПРОСУ О ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТИ ОЖЕЛЕЗНЕННЫХ ПЕСКОВ АПТСКОГО ВОЗРАСТА (ЛИПЕЦКАЯ ОБЛАСТЬ)

Забальская А.О., Коновалов М.М.

Воронежский государственный университет, Воронеж, azabalskaya@bk.ru

Введение

Сильно ожелезненные пески аптского возраста представляют собой продуктивную толщу Стебаевского месторождения строительных песков (Андреенков, 2000; Андреенков, 2003). Известно, что оксиды железа очень эффективно улавливают золото из растворов и способствуют осаждению золота на первой стадии низкотемпературного генезиса богатых железом систем, содержащих золото. В связи с этим, сильно ожелезненные пески могут быть перспективными на предмет содержания благородных металлов.

Потенциальная рудоносность железистой «рубашки»

Коллоидное золото и комплексы золота могут быть связаны с оксидами железа сильными электростатическими взаимодействиями. Результаты работы (Catherine Greffié, 1996) показывают, что плохо упорядоченные оксиды железа очень эффективно улавливают золото из растворов благодаря своей большой площади поверхности и способствуют осаждению золота на первой стадии низкотемпературного генезиса богатых железом систем, содержащих золото.

Для выявления потенциальной рудоносности сильно ожелезненных песков аптского возраста Стебаевского месторождения были изучены гидроокислы железа из «железистой рубашки», покрывающий кварцевые зерна. Гидроокислы железа представляют собой землистую (пылеватую и легкоудаляемую с зерен физическими способами) массу охристо-желтого и рыжего цвета, а также пленку на кварцевых зернах (требующую химических реагентов для ее удаления). Железистые минералы представлены гетитом и гидрогетитом.

Методика исследования

Для выполнения исследования железистой «рубашки» были отобраны две пробы, которые без предварительного измельчения, в естественной форме были обработаны в смеси кислот азотной и соляной в соотношении 1:3 («царская водка»). В результате этого выявлено, что среднее процентное содержание железистой «рубашки» по массе относительно веса проб песка составляет 6–8 % (табл. 1). Раствор кислот с окислами и гидроокислами железа был исследован методом ААС (атомно-абсорбционная спектроскопия) на содержание ценных компонентов. Определение ценных компонентов в растворах проводилось на комплекте спектрометра атомно-абсорбционного КВАНТ-Z. ЭТА-1 (ООО «Кортэк», Россия) в Центре коллективного пользования научным оборудованием ВГУ, аналитики Фурсов А.И. и Синяева Л.А.

Таблица 1. Содержание железистой «рубашки».

| | Масса исходного образца, г | Масса остатка, г | Масса рубашки, г | Содержание, % |
|---|----------------------------|------------------|------------------|---------------|
| 1 | 20.33 | 18.58 | 1.75 | 8.61 |
| 2 | 19.36 | 18.39 | 0.97 | 5.01 |

Результаты исследования

В пробе 1 было выявлено содержание 0.41 г/т золота и 1.79 г/т платины, в перерасчете на вес железистой рубашки. В пробе 2 выявлено содержание 0.97 г/т золота и 10.01 г/т платины, в перерасчете на вес железистой рубашки. Таким образом, среднее содержание благородных металлов на 1 тонну песка может составлять: золота – от 0.03 до 0.07 г/т, платины – от 0.14 до 0.7 г/т (табл. 2).

Было произведено технологическое исследование по растворению рубашки различными растворителями. В соляной кислоте при постоянном помешивании рубашка не растворилась. При нагреве растворов рубашка в пробе 1 – не изменилась, в пробе 2 – рубашка растворилась. В лимонной кислоте по истечении трех суток поверхность покрылась обильным выделением биологической (?) составляющей – слизь охристо-бурого цвета, колонии, взвеси (рис. 1). В серной кислоте обнаруживается выпадение легких шламов. Осадок после растворения в «царской водке» был высушен и изучен методом РСА (рентгеноспектральный микроанализ) (табл. 3, рис. 2).

Таблица 2. Результат ААС раствора «царской водки» и железистой «рубашки».

| № образца | Масса навески, г | Объем раствора, мл | С Au, г/г | С Pt, г/г | С ₂ Au, г/г | С ₂ Pt, г/г |
|-----------|------------------|--------------------|-----------|-----------|------------------------|------------------------|
| В чашке | | | | | | |
| 1 | 20.33 | 250 | 0.04 | 0.15 | 0.41 | 1.79 |
| 2 | 19.36 | 200 | 0.05 | 0.50 | 0.97 | 10.01 |
| В колбе | | | | | | |
| 1.1 | 20.25 | 250 | 0.03 | 0.17 | | |
| 2.1 | 21.16 | 200 | 0.06 | 0.23 | | |

Примечание. С – содержание; С₂ – содержание в пересчете на железистую «рубашку».

Механизм переноса платины и золота при растворении «рубашки» раствором соляной кислоты не ясен, так как платина и золото в соляной кислоте не растворяется, особенно в низкой концентрации. Перспективным является выделение солей из раствора и проведение их химического анализа, для выяснения в каком комплексном (?) соединении находится золото и особенно платина. Смешанные хлор-гидроксо-комплексы Au(III) стабильны в широком диапазоне pH (6–12) без каких-либо признаков наличия комплексов Au(I). Последние, как известно, существуют при более высоких температурах (выше 100 °С) и в очень кислой среде.

Согласно работе (Catherine Greffié, 1996) «золото в основном связывается с оксидами железа посредством сильных электростатических взаимодействий и/или посредством специфического связывания в виде соединений Au(III). Это говорит о том, что адсорбция золота на оксиде железа может происходить без какого-либо восстановления золота».

Таблица 3. Состав соли после растворения железистой «рубашки» в царской водке.

| Элемент | Весовой % | Атомный % |
|---------|-----------|-----------|
| O K | 61.93 | 73.94 |
| Al K | 6.25 | 4.42 |
| Si K | 31.82 | 21.64 |
| Итоги | 100.00 | |



Рис. 1. Материал охристо-бурого цвета в результате растворения железистой «рубашки» лимонной кислотой.

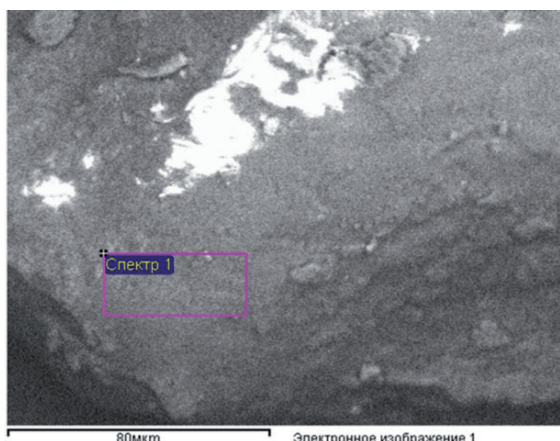


Рис. 2. Электронное изображение сухого осадка после растворения в «царской водке» железистой «рубашке».

Выводы

Исходя из данных результатов, можно сделать вывод, что железистая рубашка песков аптского возраста Стебаевского месторождения содержит в себе некоторое количество благородных металлов и может быть использована в качестве одного из источников для их получения. Одним из самых перспективных методов для извлечения ценных компонентов из образцов является кучное выщелачивание. Однако открытым остается вопрос о нахождении реагента, позволяющего разрушить или снять зерен железистую рубашку, но в то же время обладающего меньшим вредным воздействием на окружающую среду при конкурентоспособной цене. Также можно предложить принципиальную схему обогащения сильно ожелезненных песков с учетом выделения железистой «рубашки» и получения благородных металлов (рис. 3).



Рис. 3. Принципиальная схема обогащения ожелезненных песков аптского возраста Стебаевского месторождения.

Результаты исследований получены на оборудовании Центра коллективного пользования Воронежского государственного университета. URL: <https://ckp.vsu.ru>

Литература

1. Андреев В.В., Савко А.Д. Естественные отделочные и облицовочные материалы из осадочных пород северо-востока Воронежской антеклизы // Тр. научно-исследовательского института геологии ВГУ. Воронеж. Изд-во: ВГУ. 2003. 94 с.
2. Андреев В.В. Песчаники апта Воронежской антеклизы как новый вид минерального сырья для облицовочных и архитектурно-декоративных изделий // Вестник ВГУ. Сер. геол. № 9. 2000. С. 160-170.
3. Catherine Greffié, Marc F. Benedetti, Claude Parron, Marc Amouric Gold and iron oxide associations under supergene conditions: An experimental approach // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. V. 60. 1996. P. 1531–1542.

ИНДИКАТОРЫ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ АК-ТЮЗА, СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

Карпинчик Г.О., Кушнарёва А.В.

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, gkarpinchik@mail.ru

Метаморфические комплексы Ак-Тюза сформировались во время субдукции, происходившей с раннего кембрия по ранний ордовик (530–500 Ма – 475 Ма), при которой океаническая кора Джалаир-Найманского бассейна погружалась под континентальную кору Анрахайского микроконтинента. Ак-Тюз, будучи незакрепленным тектоническим блоком, также погружался в литосферную мантию. С позднего кембрия по ранний ордовик (500–490 – 490–480 Ма) фрагмент был эксгумирован из-за высокой плавучести, а затем вклинён в надвигающиеся пластины континентальной коры Северотяньшаньского микроконтинента, состоящие из неопротерозойских гранитных гнейсов и раннепалеозойских фрагментов метаофиолитов (Kröner et al., 2012). Это одно из немногих мест, где наблюдается чередование кислых пород и офиолитов.

Несмотря на многочисленные тектонические, изотопные, геохимические и иные исследования, структурная геология этого региона остается слабо изученной. Так А.Б. Бакиров в своих работах (Бакиров, 1978; Бакиров и др., 2014) рассматривал субмеридиональное перемещение материала в зоне раннеордовикской континентальной субдукции в ак-тюзском блоке, однако недавние исследования, проводившиеся на территории Северного Тянь-Шаня в 2017–2018 гг., указывают на субширотное направление тектонического транспорта (Худолей и др., 2019). Данные наблюдения основаны на наличии колчановидных складок, хорошо проявленных на макроскопическом уровне и указывающих на сдвиги в субширотном направлении. Полученные в ходе экспедиций материалы указывают также на преимущественные перемещения в горизонтальной плоскости.

Для подтверждения полевых наблюдений на микроскопическом уровне в изучаемом регионе было отобрано 15 ориентированных образцов, с каждого из которых было изготовлено по два ориентированных шлифа – один по простиранию, другой по падению гнейсовидности. Точки были нанесены по координатам на геологическую карту Северо-Киргизской геологической экспедиции производственного объединения «Кыргызгеология» 1993 г. Для привязки листа карты К-43-45-А-а, в пользовалась программа ArcMap. Там же был оцифрован исследуемый участок, вынесены элементы залегания и создана легенда (рис. 1). В шлифах изучались индикаторы перемещения пород, представленные в основном слюдяными рыбками, а также структурами дельта-сигма и *C/S* структурами (рис. 2). Интерпретация направлений перемещений осуществлялась с помощью атласа милонитов (Trouw et al., 2010). Для шлифов, в которых удалось обнаружить кинематические индикаторы, была оформлена вспомогательная таблица, вынесенная на лист карты, а для корректного отображения разрывных нарушений были созданы специальные значки в форме кружков с ориентированной плоскостью падения. В кружках тёмная часть является поднятым блоком, а светлая – опущенным.

Разломов в традиционном смысле на этапе метаморфизма, тем более столь значительного, как на Ак-Тюзе, не наблюдается, только зоны смятия. Выявить их макроскопически бывает совсем не просто. Автор данной работы попытался посмотреть расположение точек наблюдения, где есть кинематические индикаторы, и определить, фиксируется ли по ним какая-либо закономерность или нет.

Выводы

В северной части рассматриваемой территории выделяются взбросовые и сбросо-сдвиговые перемещения в точках наблюдения А46 и А47, соответственно. Южнее, в точке 18-19-1 фиксируется правый сдвиг с перемещением в субширотном направлении, а в А54 – сброс. Таким образом, преобладают перемещения в вертикальной плоскости, и в то же время в точке А47 фиксируются две компоненты тектонического транспорта – сброс и левый сдвиг. Полученные результаты не под-

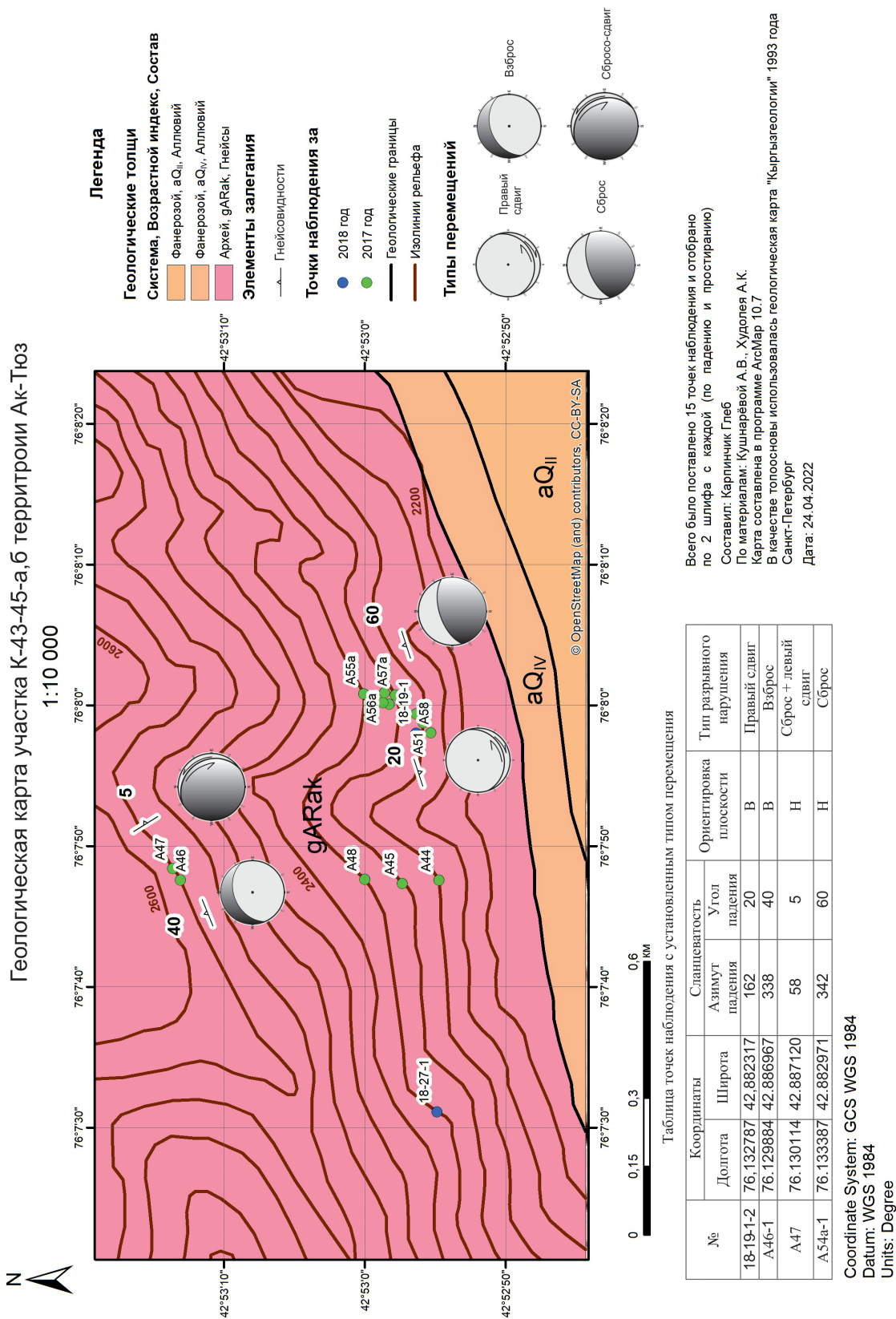


Рис. 1. Детальная карта изучаемого участка территории Ак-Тюз.

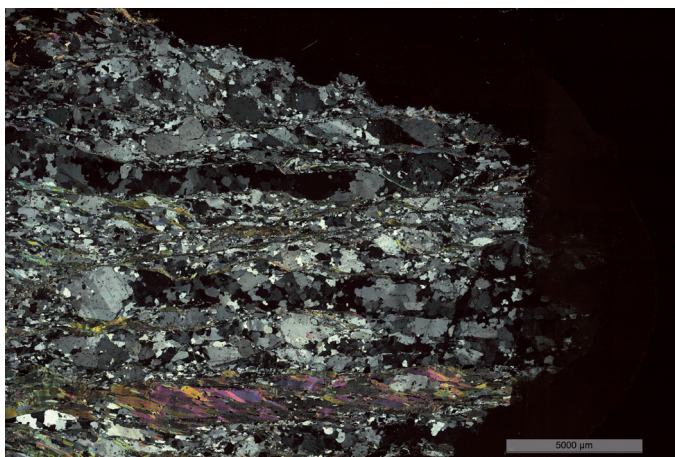


Рис. 2. Шлиф 18-19-1-2. Пример кинематического индикатора. Слюдисто-кварцевый мило-нит с перекристаллизованной рыбкой, сложенной мусковитом, в нижней части. О левостороннем направлении сдвига можно судить по кривизне или ступенчатости конструкции, ориентированной влево. Действительное направление перемещения должно быть зеркально отраженным (противоположным), то есть правым. Николи – ×.

тверждают макроскопические наблюдения. Это обусловлено слишком малым количеством индикаторов перемещений в отобранных шлифах. Тем не менее, сдвиговые нарушения присутствуют.

Примечательно, что плоскости падения в точках А46 и А54а ориентированы в одном направлении, но типы разрывных нарушений в них противоположны. На такое несоответствие могут влиять различные причины, и об однозначных выводах говорить на данном этапе исследования трудно. Возможно, имели место несколько этапов деформаций. Для более детального изучения территории необходимо сделать дополнительные замеры и отобрать новые образцы пород, которые смогут дать более надежную информацию об истории развитии деформаций.

Литература

1. Бакиров А.Б. Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе. Изд-во: Илим. 1978. 262 с.
2. Бакиров А.Б., Гесь М.Д., Дженчураева Р.Д., Киселев В.В., Максумова Р.А., Мезгин И.А., Пак Н.Т., Сабельников С.Е., Сакиев К.С. Геодинамика и оруденение Тянь-Шаня (Кыргызстан). Бишкек. Изд-во: Илим. 2014. 280 с.
3. Худoley А.К., Алексеев Д.В., Москаленко А.Н., Кушнарёва А.В. Структурные ансамбли и кинематическая характеристика эклогитоносного гранито-гнейсового комплекса в зоне раннеордовикской континентальной субдукции: Актыюз, Северный Тянь-Шань, Кыргызстан // Проблемы тектоники континентов и океанов. Матер. LI тектон. сов. Т. 2. М. Изд-во: ГЕОС. 2019. С. 328–330.
4. Kröner A., Alexeiev D.V., Hegner E., Rojas-Agramonte Y., Corsini M., Chao Y., Wong J., Windley B.F., Liu D., Tretyakov A.A. Zircon and muscovite ages, geochemistry, and Nd–Hf isotopes for the Aktyuz metamorphic terrane: Evidence for an Early Ordovician collisional belt in the northern Tianshan of Kyrgyzstan. *Gondwana Research*. 2012. V. 21 (4). P. 901–927.
5. Trouw R.A., Passchier C.W., Wiersma D.J. Atlas of Mylonites and related microstructures. Springer-Verlag. Berlin-Heidelberg. 2010. 322 p.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЛИНЕАМЕНТНОГО АНАЛИЗА ТЕРРИТОРИИ ПОЛИГОНА УЧЕБНЫХ ПРАКТИК «НИКЕЛЬ» (РЕСПУБЛИКА АДЫГЕЯ)

Кашаев А.В., Даниленко И.С.

Воронежский государственный университет, Воронеж, artemiy.kashaev@mail.ru; danilenkos766@gmail.com

Введение

Территория полигона учебных геологических практик «Никель» Воронежского госуниверситета расположена на Северо-Западном Кавказе (Республика Адыгея), в долине реки Белая. Район имеет сложное геологическое строение, а также достаточно расчлененный рельеф, структура которого определяется разнообразием выходящих на поверхность горных пород и неотектоникой. С целью структурного описания современного рельефа, а также поиска закономерностей связи его форм с геологическим строением был выполнен линеаментный анализ этой территории, при этом основной задачей на текущем этапе было пространственное сопоставление поведения линеаментного поля с геологическим строением, без разделения факторов морфогеоза на составляющие (геологическая структура, неотектоника, экзогенные факторы).

Геологическое строение территории

Территория является частью горной системы Большого Кавказа. В ее строении можно выделить три структурно-вещественного комплекса: палеозойский, мезозойский и кайнозойский.

Палеозойский структурно-вещественный комплекс сложен ультрабазитами в юго-восточной области и гранитоидами Даховского кристаллического массива (ДКМ). ДКМ представляет собой гранитное интрузивное тело с двумя фазами внедрения кислой магмы, окружённое протрузией, сложенной метаморфизованными ультраосновными породами – серпентинитами. Серпентиниты под действием тектоники были меланжированы. В южной части района характерны отложения межгорных впадин. Эти породы в плане вытянуты в северо-западном направлении.

Мезозойский структурно-вещественный комплекс представлен карбонатными и терригенными породами.

В восточной части – известково-доломитовые породы лагунной фации с эвапоритами (гипс и ангидрит). Известняки сильно перемяты в складки и подвергнуты разрывным нарушениям. Широко распространен флиш из чередующихся аргиллитов и сидеритизированных алевролитов. Они смяты в складки, которые разбиты на множество трещин, образующих кливаж. В северной части района мезозой представлен глинистыми и песчано-глинистыми породами.

Кайнозойский структурно-вещественный комплекс представлен породами континентальной формации. Он осложнен тектоническими поднятиями.

Структурно-вещественные комплексы соответствуют тектоническим циклам. Это герцинская, киммерийская и альпийская фазы складчатости. Герцинский орогенез проявлен в виде подъема блока кристаллического фундамента и сопровождавшим его смятием пород в складки; пермские породы залегают моноклинально с падением на юго-запад. В местах разрывных нарушений они контактируют с юрскими отложениями. К киммерийской фазе складчатости приурочены моноклинально залегающие карбонатно-терригенные породы и характеризующиеся складчатым залеганием плитчатые известняки. Разрывные нарушения осложнены зонами дробления. Породы альпийского орогенеза залегают моноклинально с малыми углами падения, образуя угловое несогласие.

Геоморфология

Территория базы практик имеет структурно-денудационный рельеф. Заложение основных особенностей морфоструктуры произошло в процессе Герцинской и Альпийской эпох складчатости. Герцинские структуры сильно выветрелые, были подвержены разрушению из-за чего положительные формы рельефа представлены выходами литологически устойчивых пород – палеозой-

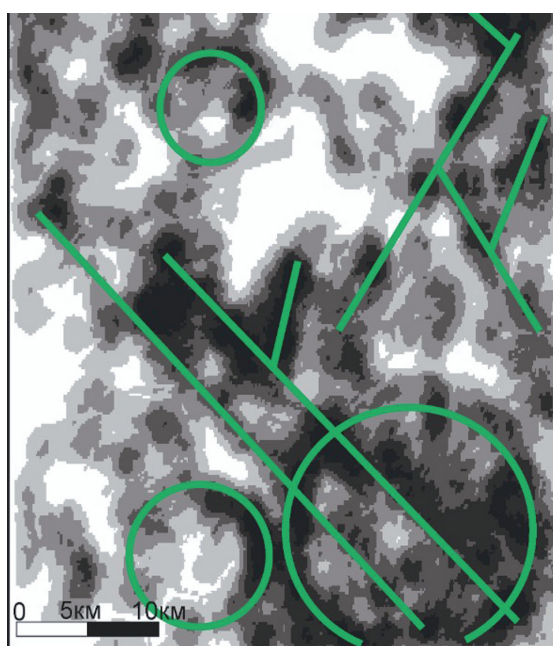
ских гранитов, триасовых известняков. Альпийская эпоха тектоногенеза выражается появлением разрывных нарушений, которые предопределили развитие основных форм рельефа.

Методика

В начале работы при использовании спутниковых снимков территории визуально строились линеаменты. Далее была рассчитана их плотность для каждого СВК и было проведено сравнение максимальных и минимальных ее значений. По ним была построена карта аномалий плотности. При наложении ее на геологическую карту и на спутниковый снимок получилось сравнить местоположение аномалий с геологическим строением и рельефом территории соответственно. Далее были описаны геометрические параметры аномалий и их размеры. Согласно полученным данным, был сделаны выводы об их происхождении.

Результаты линеаментного анализа

Линеаментное поле характеризуется неравномерным распределением и подчёркивают отдельные геологические структуры. На большей части территории преобладают фоновые значения плотности, однако наблюдаются зоны с низкими значениями плотности линеаментов, такие как юго-западная и северная, они находятся в пределах мезозойского СВК. Аномалии повышенной плотности линеаментов тяготеют к породам палеогена и докембрия, обладающим достаточной прочностью и подверженным тектоническим воздействиям (рис. 1, 2).



1

Рис. 1. Общее распределение аномалий плотности в пределах полигона. 1 – линии аномалий. Затемнение обозначает увеличение значений плотности линеаментов.

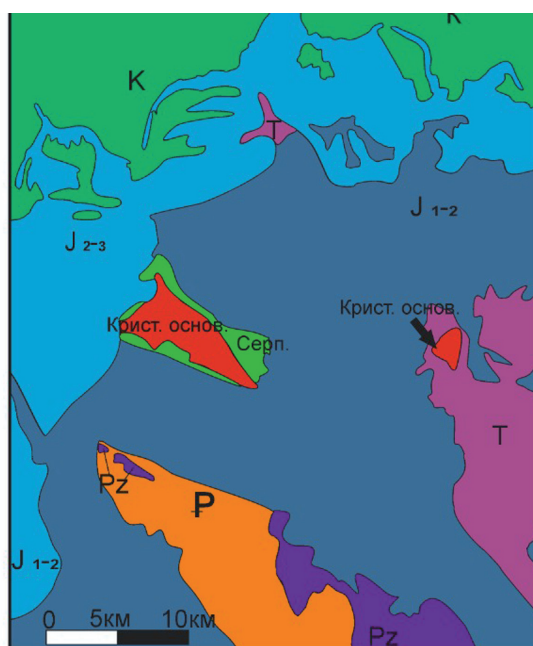
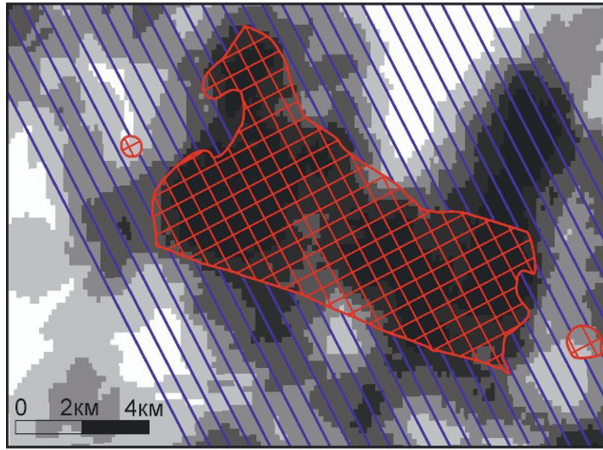


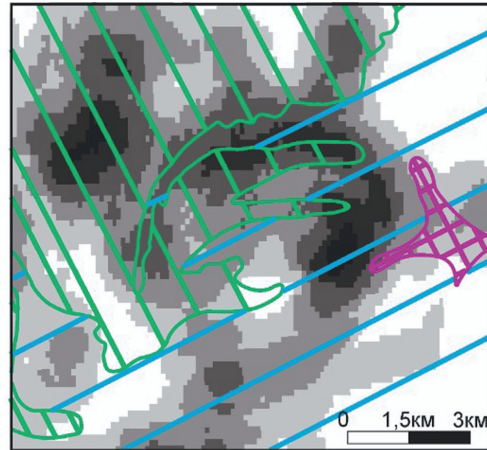
Рис. 2. Схема геологического строения.

Максимум плотности линеаментов, который находится в центральной части территории в месте выхода магматических пород, обусловлен, с одной стороны, физическими свойствами пород, с другой – поднятием территории на неотектоническом этапе (рис. 3). Также линеаменты образуют шлейф от восточного окончания ДКМ в северном направлении, что может быть обусловлено продолжением под видимой поверхностью серпентинитовой протрузии, обрамляющей гранитный массив. Севернее его находится аномалия, имеющая кольцевидную форму (рис. 4). Возможно, что она образована горстообразным поднятием в зоне выхода пород триаса. Этому процессу сопутствовали деформация и смятие в складки юрских отложений.



1 - 2

Рис. 3. Аномалия плотности линеаментов в пределах ДКМ: 1 – палеозойский СВК, 2 – мезозойский СВК. Затемнение обозначает увеличение значений плотности линеаментов.



1 - 2 - 3

Рис. 4. Северная кольцевидная аномалия: 1 – триас, 2 – мел, 3 – юра. Затемнение – увеличение плотности линеаментов.

В южной части района выявлены две кольцевидных аномалий плотности (рис. 5). Это юго-западная и юго-восточная аномалии. Они приурочены к выходу пермской молассы – отложений межгорных впадин. Такое распределение плотности объясняется различиями в физических свойствах пород и, соответственно, различными скоростями их денудации. Для юго-западной аномалии, к примеру, максимум плотности линеаментов приходится на палеозойский СВК. Кольцо плотности прерывается в тех местах, где пермские отложения сменяются юрскими, обладающими большей пластичностью, что препятствует образованию трещин в породах. Для юго-восточной аномалии характерно, что кольцо плотности линеаментов полностью замыкается. При этом его северо-восточная сторона ориентирована согласно простиранию проходящих вдоль нее крупных тектонических разломов, секущих обширную часть территории.

Во время выполнения анализа также был применён метод выделенных простираний. Были выделены направления, в которых ориентировано наибольшее количество линеаментов. Таких на-

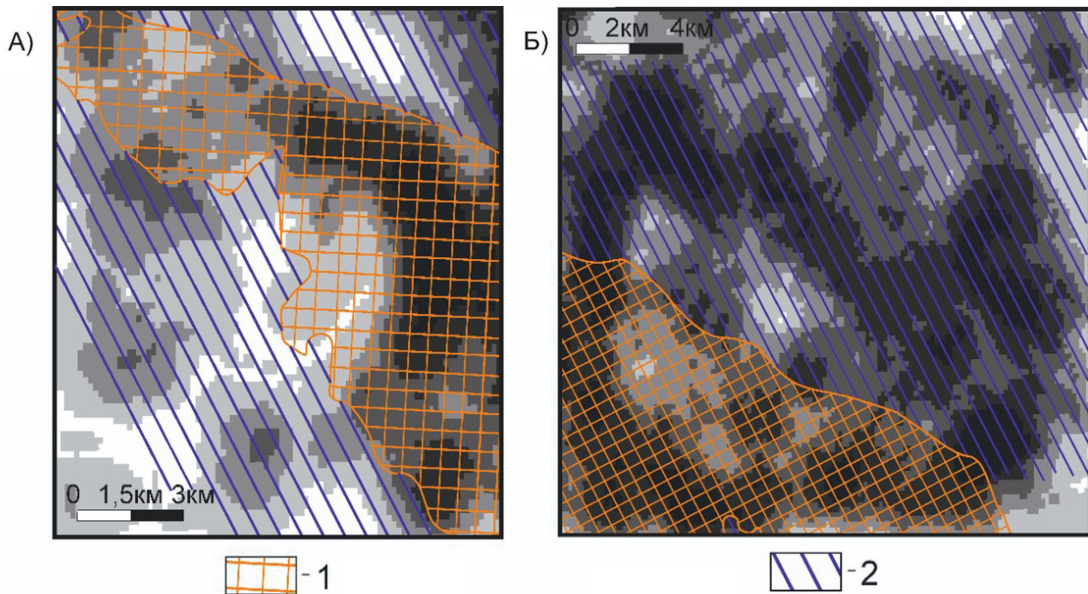


Рис. 5. Аномалии в южной части полигона: А) – юго-западная аномалия, Б) – юго-восточная аномалия. 1 – палеозойский СВК, 2 – мезозойский СВК. Затемнение обозначает увеличение значений плотности линеаментов.

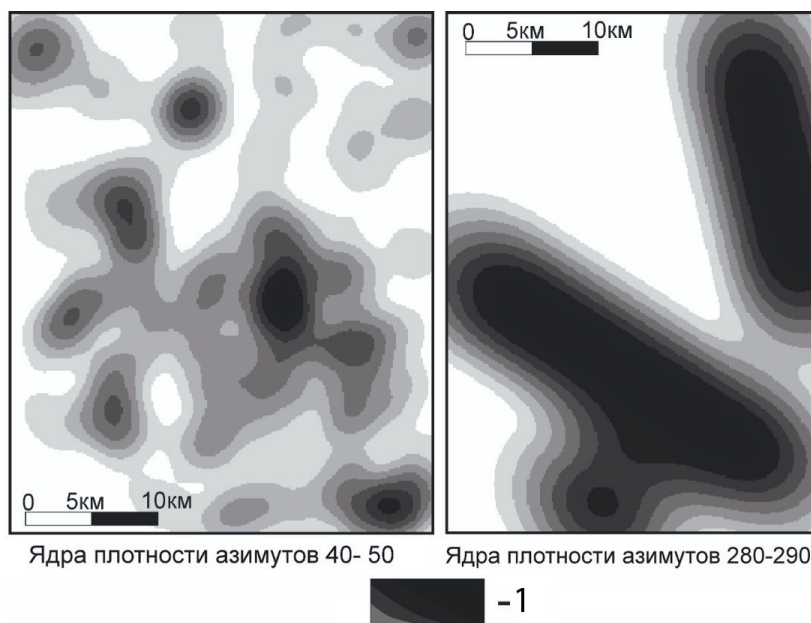


Рис. 6. Распределение плотности линеаментов выбранных простираний 40–50 (слева), 280–290 (справа). 1 – наиболее интенсивная плотность линеаментов по данным направлениям.

правления два с азимутами простирания 40–50 и 280–290. Для линеаментов с азимутами 280–290 наблюдается приуроченность к главным разломам региона, в то время как линеаменты с азимутами 40–50 не имеют такой чёткой привязки и расположены по всей площади полигона практик (рис. 6).

Перспективы исследований

Поскольку линеаментный анализ позволяет выявлять в пределах данной территории разломы и трещины, нарушающие структурную целостность пород, то возможно маркирование линеаментными зонами повышенной проницаемости теплового потока. По ним можно установить местонахождение газовых эманацій, связанных с полезными ископаемыми. Осуществление таких исследований требует проведения углубленного геоморфологического анализа территории.

Выводы

По результатам проведённого линеаментного анализа была выявлена прямая связь плотности линеаментного поля с закономерностями геологического строения и тектоникой. Осевые линии аномалий плотности линеаментов совпадают с направлениями основных разрывных нарушений. Значительной положительной аномалией плотности определяется также и ДКМ, и окружающие его серпентиниты. Кольцевые аномалии при их форме имеют более сложное в своей интерпретации строение, определяемое в первую очередь неотектоническими факторами и отсутствием явно выраженной связи с геологическим субстратом. Сходное проявление в линеаментном поле пород связано с явно разными физико-прочностными характеристиками. Это позволяет сделать вывод, что ключевое значение в морфогенезе для этой части полигона играли горизонтальные движения.

Литература

1. Анисимова О.В. Линеаменты центральной части Московской синеклизы и их связь с разломами фундамента. Дисс. на соискание к.г.-м.н. М. 2006. 24 с.
2. Корсаков С.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 Сер. Кавказская Лист L – 37 – XXXV. Майкоп. Объяснительная записка. 2004. 108–110 с.
3. Пустовит О.Е., Попов Ю.В. Методика изучения и анализа трещиноватости. Ч. 2. Графические методы изображения замеров ориентировки трещин и анализ трещиноватости. Ростов-на-Дону. Изд-во: ЮФУ. 2009.
4. Трегуб А.И. Карта новейшей тектоники территории Воронежского кристаллического массива // Вестник ВГУ. 2006. 16 с.
5. Трегуб А.И., Бондаренко С.В., Жабин А.В., Ненахов В.М., Никитин А.В., Жаворонкин О.В., Золотарева Г.С. Учебная полевая практика по общей геологии (учебное пособие). Воронеж. Изд-во: ВГУ. 2020.

ОБОСНОВАНИЕ АЛГОРИТМА ВОССТАНОВЛЕНИЯ ДАННЫХ АКУСТИЧЕСКОГО И ПЛОТНОСТНОГО КАРОТАЖА ДЛЯ УТОЧНЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПРОДУКТИВНЫХ ПЛАСТОВ НЕФТЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Кизьякова В.И., Нелина О.А., Тетерук Е.В.

Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, valeria.kizyakowa@yandex.ru; natopel@mail.ru; teteluk.helena@mail.ru

Введение

В современном мире достаточно много отраслей жизни человечества связаны с поиском и добычей углеводородов. Ввиду сокращения изученных запасов нефти и газа, достаточно остро встает вопрос о детальном изучении и описании структуры коллектора. Для решения данного вопроса может применяться большое количество данных с разной степенью информативности. Так, например, данные каротажа, скважинные исследования и анализ керна могут иметь достаточную степень информативности, в то время как сейсмические данные, синтетические модели месторождения, используемые для привлечения дополнительных сведений о строении межскважинного пространства, могут иметь достаточно низкую степень информативности в вопросах о строении коллектора.

Для наиболее удачного и достоверного изучения и описания структуры коллектора необходимо установить взаимосвязь между данными высокой и низкой степени информативности. Качество кривых ГИС зачастую бывает неудовлетворительным из-за появления помех, неправильных спускоподъемных операций во время проведения исследований, по этим и другим причинам данным присваиваются неверные значения и отбраковываются при интерпретации. Учитывая данный факт возникает задача качественной привязки кривых ГИС к сейсмическим данным, с помощью восстановления и корректировки кривых акустического и плотностного каротажа.

Выполняемые при этом задачи: анализ ранее проведенных исследований в данной области, анализ данных ГИС, проведение расчетов по восстановлению данных, анализ результатов.

Методики восстановления данных АК и ГГК-П по данным ГИС

Главной целью работы является моделирование данных акустического и гамма – гамма плотностного каротажа для обеспечения качественной обработки и интерпретации данных ГИС для расчета петрофизических свойств коллекторов.

Для апробации алгоритмов восстановления данных были проанализированы данные каротажа в ряде скважин Безымянного и Неизвестного месторождения в продуктивных интервалах залежи. Первичным этапом расчетных процедур является детальная литологическая корреляция разрезов скважин и выделение характерных особенностей кривых ГИС для каждого литотипа и создание базы данных для дальнейшей работы с ней. (Данильев С.М., Данильева Н.А, 2020; Данильева Н.А., Данильев С.М., Большакова Н.В, 2021).

Скважины на месторождении были выбраны таким образом, чтобы в них имелась запись кривых АК и ГГК-П и восстановление данных проводилось вначале по этим скважинам, а потом уже восстановление проводилось в скважинах без каротажа АК и ГГК-П. Это необходимо для оценки достоверности получаемых данных и обоснования их для уточнения геологического строения в тех скважинах, в которых нет данных АК и ГГК-П.

Для расчета петрофизических свойств пород, в частности, скорости распространения упругих волн, акустической жесткости и коэффициента поглощения существует достаточно много методов решения. Наибольшее распространение данных АК и ГГК-П получили методы Заляева и Фауста. Ввиду неоднородности строения залежи и недостаточного комплекса ГИС их применение ограничено (Горбань А.Н, 1998; Заляев Н.З., 1990). Модель Заляева представляет собой уравнение, кото-

рое выражается зависимостью параметров акустического каротажа от нейтронного каротажа с подбором нормировочных коэффициентов k и m для каждого конкретного случая:

$$DT_p = -90 \cdot \ln(NK - k) + m,$$

где NK – показания нейтронного каротажа, у. е.; k, m – нормировочные коэффициенты (рис. 1).

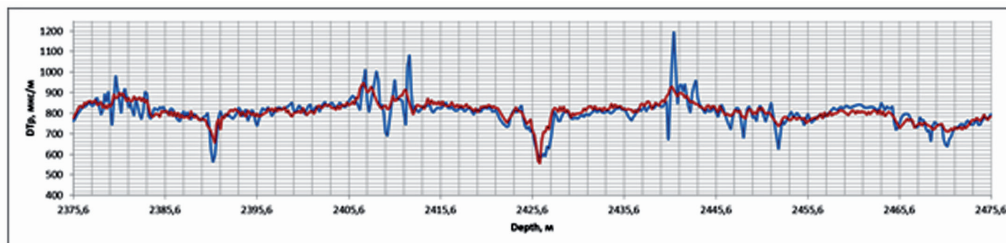


Рис. 1. Сопоставление исходной кривой DT_p (синий цвет) в мкс/м с синтезированной (красный цвет) в интервале 2375.6–2475.6 м одной из скважин месторождения.

Метод восстановления данных АК из НК достаточно хорошо зарекомендовал себя в настоящее время. Достоинством данного метода являются применение данных НК по эксплуатационным скважинам при отсутствии данного метода в разведочных скважинах.

Метода Фауста заключается в следующем: при наличии данных методом кажущегося электрического сопротивление ($УЭС$), производится пересчет одного из них в данные АК с помощью подбора нормировочных коэффициентов. (Faust L. Y. A, 1951):

$$DT_p = \frac{a}{(H \cdot R_t)^b},$$

где a, b – нормировочные коэффициенты; H – глубина, м; R_t – удельное электрическое сопротивление, Ом·м.

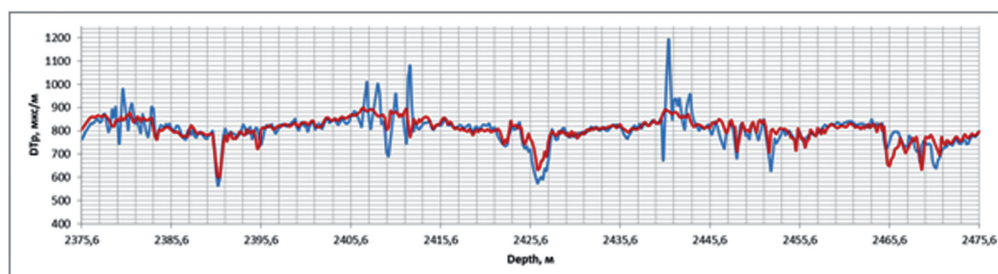


Рис. 2. Сопоставление исходной кривой DT_p (синий цвет) в мкс/м с синтезированной (красный цвет) в интервале 2375.6–2475.6 м.

Результаты восстановления интервального времени продольной волны по модели Фауста и сопоставления их с исходными данными АК приведены на рисунке 2 в интервале 2375.6–2475.6 м.

Однако данный метод имеет недостатки. Недостаток заключается в том, что существуют пласты с одинаковыми скоростными характеристиками, которые могут иметь разный характер насыщения, в связи с этим сопротивления этих пластов изменяются в широком диапазоне значений.

Для решения задачи восстановления данных АК из нейтронного каротажа (НК) может применяться метод Смита. Суть метода заключается в формуле, которая описывает связь интервального времени DT_p с сопротивлением горных масс R_t :

$$DT_p = C \cdot R_t^n,$$

где нормировочные коэффициенты C и n подбираются под геологические особенности месторождения.

Гарднер Л. в 1974 г. получил зависимость скорости продольной сейсмической волны от плотности для различных типов пород осадочного происхождения (рис. 3):

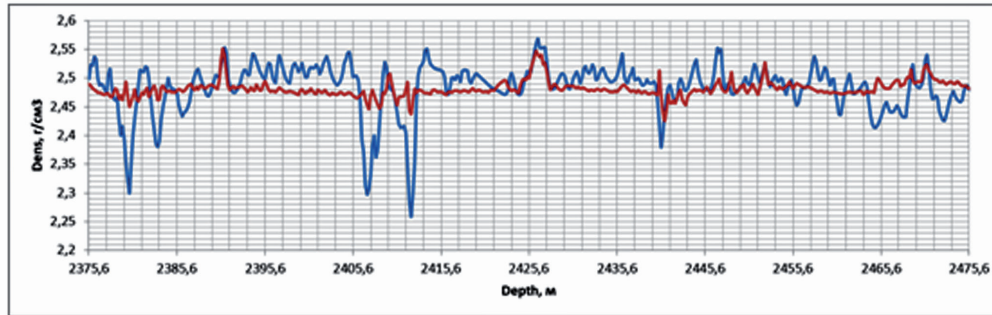


Рис. 3. Сопоставление исходной кривой Dens (синий цвет) в г/см³ с синтезированной (красный цвет) в интервале 2375.6–2475.6 м.

$$\sigma = \alpha \cdot V^b,$$

где σ – плотность, г/см³; V – скорость, м/с; a , b – коэффициенты, зависящие от литологии.

Позднее, в труде С.К. Турецкого, Е.А. Черепанова была предложена усовершенствованная формула зависимости Гарднера. Усовершенствованная формула зависимости позволяет, учитывать особенности литологии и глубины. (Колмогоров А.Н, 1956) Сущность методики заключается в изменении величины a с постоянной на ту, которая является результатом расчетов по данным АК и ГГК–П в эталонной скважине для каждой литологической разности, учитывая глубину:

$$A(k, H) = \frac{\sigma(k, H)}{v^b(k, H)},$$

где k – индекс литологической разности; H – глубина, м.

Зависимость кривой нейтронного каротажа (НК) от расчетной кривой $A(k, H)$, учитывая глубину:

$$A_{\text{расч.}}(k, H) = b_1 \cdot \lg(\text{НК}) + b_2 \cdot \lg(H) + C$$

Далее из исходного уравнения Гарднера получаем адаптивное уравнение к определенному геологическому разрезу:

$$\sigma = A_{\text{расч.}}(k, H) \cdot v^b$$

Для каждого метода восстановления данных был рассчитан коэффициент детерминации и проведен анализ параметров, влияющих на качество восстановления данных. Главным фактором, который необходимо учитывать в ходе расчётных процедур – неоднородность геологического строения и особенности показаний кривых ГИС для каждого литологического типа горной породы и условий их залегания.

Выводы

Восстановление АК и ГГК–П по данным ГИС является достаточно актуальным вопросом для нефтегазовой сферы в настоящее время. В работе рассматривается моделирование данных акустического и плотностного гамма-гамма каротажа. Математический аппарат методики основывается на формулах по восстановлению скоростных (Заляев Н., Фауст Л.) и плотностных характеристик (Гарднер Г.).

Восстановление данных по АК и ГГК–П дает возможность уточнить геологические особенности продуктивных интервалов, уточнить некоторые параметры пластов-коллекторов и обосновать методику восстановления данных по скважинам с ограниченным комплексом ГИС.

Наиболее информативным и достоверным методом на основе анализа коэффициента детерминации для метода АК стал метод Н. Заляева, а для плотностного каротажа – метод Г. Гарднера. Естественно, к каждому алгоритму расчета необходимо учитывать особенности геологического разреза, выявляемые в результате качественной и количественной интерпретации данных ГИС.

Литература

1. Горбань А.Н. Обобщенная аппроксимационная теорема и вычислительные возможности нейронных сетей // Сибирский журнал вычислительной математики. Т. 1. № 1. Новосибирск. Изд-во: Сибирское отделение РАН. 1998. С. 11–24.
2. Данильев С.М., Данильева Н.А. Выявление в разрезе скважин прослоев калийно-магниевых солей на основе интерпретации комплекса геофизических исследований // Инженерная и рудная геофизика. XVI научно-практическая конференция совместно с семинаром «Инженерная и рудная геология 2020». Пермь. Изд-во: ООО «ЕАГЕ ГЕОМОДЕЛЬ». 2020. С. 77.
3. Данильева Н.А., Данильев С.М., Большакова Н.В. Выделение глубокозалегающего рассольного водоносного горизонта в породах хемогенного разреза по данным геофизических исследований скважин и 2D-сейсморазведки // Записки горного института. Т. 250. № 4. Санкт-Петербург. Изд-во: Санкт-Петербургский горный университет. 2021. С. 501–511.
4. Заляев Н.З. Методика автоматизированной интерпретации геофизических исследований скважин. Минск. Изд-во: Университетское. 1990. 144 с.
5. Колмогоров А.Н. О представлении непрерывных функций нескольких переменных суперпозициями непрерывных функций меньшего числа переменных // ДАН СССР. Т. 108. № 2. 1956. С. 179–182.
6. Danileva N.A., Danilev S.M., Bolshakova N.V. Isolation of brine aquifers in carbonate rocks of above-salt sediments by a limited set of geophysical studies of wells. Saint Petersburg 2020 – Geosciences: Converting Knowledge into Resources. 2020.
7. Faust L.Y. A Velocity Function Including Lithologic Variation // Geophysics. V. 18. 1951. P. 271–288.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ТАЛЬКОВОГО КАМНЯ КОСТОМУКШСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЫ (КАРЕЛИЯ)

Климовская Е.Е.

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, klimeee@gmail.com

Костомукшская зеленокаменная структура (з. с.) расположена в западной части Костомукшско-Гимольского зеленокаменного пояса, локализованного в западной части Карельской провинции Фенноскандинавского щита. Она сложена породами коматиит-базальтовой, риолит-дацитовый и осадочной (вмещающей полосчатые железистые кварциты (BIF)) ассоциаций (возрастом 2.8–2.7 млрд. лет) (Стратиграфия..., 1992; Горьковец и др., 1981, 1991). Интрузивные породы Костомукшской з. с. представлены разновозрастными породами тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии, габбро, диорит-гранодиоритовыми санукитоидами, лампрофирами, гранитами, лампроитами. Вулканогенно-осадочные породы структуры неоднократно деформированы и метаморфизованы в условиях низкотемпературной амфиболитовой – амфиболитовой фации (Кожевников, 1982, 2000; Геология и метаморфизм..., 1991).

В юго-западной части Костомукшской з. с., в области развития ультраосновных вулканитов коматиитовой серии, прослеживающихся в виде прерывистой полосы субмеридионального простирания протяженностью более 12 км, шириной до 1.5 км, в ходе поисковых работ в рамках программы приграничного сотрудничества ТАСИС проекта KOSSTONE установлены проявления талькового камня. По результатам поисково-оценочных работ в пределах двух участков утверждены запасы блочного камня месторождения Озерки.

Промышленный интерес к тальковому камню обусловлен его физическими свойствами – низкой твердостью, легкостью в обработке, высокой термостойкостью и теплоемкостью. В настоящее время основное направление использования данного вида сырья – изготовление печных строительных материалов, теплоаккумулирующих каминов и облицовочной плитки.

Известно, что формирование талькового камня связывается с воздействием на ультрамафиты водно-углекислых флюидов, вызывающих реакции замещения первичных и/или вторичных магнезиальных силикатов (оливина, пироксена, серпентина, тремолита) минеральными ассоциациями с Mg-Fe-Ca карбонатами (Johannes, 1969; Trommsdorff, Evans, 1977), и контролируется разрывными нарушениями. Образование тальк-карбонатных пород при давлении флюида 2 кбар происходит в широком интервале температур от 310 до 500 °С и концентрации CO₂ во флюиде до 10 мол. %. Помимо талька, составляющего от 35 до 75 %, тальковый камень может содержать выкристаллизовавшиеся количества карбоната, хлорита, амфибола, серпентина, оливина, пироксена, кварца, оксидов железа. Несмотря на схожесть процессов карбонатизации ультрамафитов, формирование талькового камня в конкретной геологической обстановке определяется совокупностью факторов: вещественным составом протолита, составом и эволюцией флюида, метаморфической историей.

Цель настоящего исследования состояла в расшифровке механизма образования талькового камня Костомукшской з. с. на основе изучения петрогеохимических особенностей пород коматиитовой серии и выявления основных закономерностей поведения петрогенных и редких элементов при их гидротермально-метасоматическом преобразовании.

В ходе данной работы была изучена коллекция образцов пород коматиитовой серии отличающихся степенью гидротермального преобразования, отобранных в юго-западной части Костомукшской з. с.

Образцы наименее измененных метакоматиитов получены из естественных обнажений на опорных участках, удаленных от площадей распространения интенсивно карбонатизированных ультрамафитов. Метакоматииты формируют массивные, подушечные, дифференцированные лавовые потоки, лавобрекчии. Минеральные ассоциации наименее измененных метакоматиитов контролируются химическим составом соответствующих зон лавовых потоков, при этом определяющую

роль играет содержание MgO в породе, обусловленное фракционной кристаллизацией оливина. Для менее магнезиальных зон потоков, отличающихся повышенным содержанием Ca и Al, характерны хлорит-амфиболовые минеральные ассоциации. С ростом концентрации MgO более 26 мас. % в породах появляется серпентин, при MgO более ~30 мас. % и $MgO/(MgO+CaO) > 0.92$ порода сложена преимущественно серпентином и магнетитом.

Представительные пробы наиболее карбонатизированных метакоматиитов отобраны из керна скважин, пройденных при поисково-оценочных работах на тальковый камень, на участках месторождения Озерки. На месторождении тальковый камень, представленный карбонат-хлорит-тальковыми породами, формирует пластообразные крутопадающие тела северо-восточного простирания мощностью от 5 до 150 м, протяженностью до 450 м, перемежающиеся с хлорит-амфиболовыми и (карбонат)-амфибол-хлорит-тальковыми породами. Вследствие неоднородного строения толщи лавовых потоков коматиитов установлена избирательная гидротермально-метасоматическая проработка пород под воздействием CO₂-содержащих флюидов в зависимости от вещественного состава протолита и удаленности от зоны тектоники. Поскольку в метакоматиитах месторождения сохранилась лишь хлорит-амфиболовая минеральная ассоциация наименее измененных пород, то ассоциации с серпентином, вероятно, были практически полностью преобразованы в тальковый камень. Дифференцированные потоки в подошве сложены карбонат-хлорит-тальковой породой, которая сменяется вверх по разрезу (карбонат)-амфибол-хлорит-тальковой породой в зоне спинифекса и хлорит-амфиболовой в кровельной зоне закалки. Вследствие крайне ограниченного развития наименее измененных пород (в определенных частях лавовых потоков) четкой метасоматической зональности не наблюдается.

Пробы в различной степени измененных коматиитовых кумулатов (метапериidotитов) отобраны в пределах проявления талькового камня Пентинсуо из естественных обнажений, из керна двух скважин, также проанализирован материал, полученный при пенетрационном бурении. Кумулаты формируют крутопадающее пластообразное тело северо-восточного простирания протяженностью 500 м, мощностью 200 м, в центральной части сложенное антигоритовыми серпентинитами с сохранившейся реликтовой blastomезокумулятивной структурой, по периферии переходящими в карбонат-тальковые и хлорит-карбонат-тальковые породы (тальковый камень). В общем виде по коматиитовым кумулатам формируется следующая метасоматическая зональность: 1) – антигоритовый серпентинит; 2) – серпентинит карбонатизированный; 3) – хлорит-тальк-карбонатная порода.

Содержание петрогенных элементов в породах определялось классическим методом «мокрой» химии в Аналитическом центре ИГ КарНЦ РАН. Концентрации редких и редкоземельных элементов определены в Центре коллективного пользования КарНЦ РАН методом ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре X-Series 2 (Thermo Fisher Scientific) по стандартной методике (Светов и др., 2015).

По петрохимическим характеристикам исследованные ультрамафиты характеризуются значительными вариациями петрогенных компонентов. Для исключения эффектов карбонатизации и гидратации и облегчения сравнения в различной степени измененных образцов данные по петрогенным элементам были пересчитаны к 100 % без учета летучих.

На диаграмме Дженсена (Jensen, 1976) фигуративные точки составов пород попадают в области коматиитов и коматиитовых базальтов, формируя общий эволюционный непрерывный тренд от серпентинитов к амфибол-хлоритовым породам.

Наименее измененные коматииты характеризуются высокими содержаниями MgO – 25.14–36.45 мас. %, низкими концентрациями TiO₂ – 0.16–0.54 мас. % и суммы щелочей ($\Sigma(Na_2O+K_2O) \leq 0.36$ мас. %, $Na_2O \gg K_2O$), содержаниями SiO₂ от 40.18 до 48.56 мас. %, Al₂O₃ от 4.13 до 11.08 мас. %, CaO от 2.71 до 7.84 мас. %, FeO_{tot} от 8.06 до 13.28 мас. %. Отчетливо проявлено закономерное уменьшение содержаний Al₂O₃, TiO₂, SiO₂, CaO, FeO_{tot} по мере увеличения концентрации MgO в породах.

На бинарных диаграммах относительно MgO фигуративные точки составов различных минеральных разновидностей наименее измененных коматиитов формируют перекрывающиеся поля,

отличающиеся преимущественно по содержанию MgO. Амфибол-хлоритовые минеральные ассоциации, характерные для кровельных и спинифекс зон потоков, являются наименее магнезиальными разностями ($\text{mg\#} = 68\text{--}77$, $\text{MgO} = 25.14\text{--}30.2$ мас. %), обогащены CaO, Al_2O_3 , FeO_{tot} , Na_2O относительно более магнезиальных серпентинсодержащих минеральных ассоциаций ($\text{mg\#} = 73\text{--}80$, $\text{MgO} = 27.41\text{--}36.45$ wt. %), слагающих массивные лавы, лавобрекчии и кумулятивные зоны дифференцированных потоков.

Характерной особенностью исследованных образцов является наличие повышенного количества CO_2 , максимальные содержания которого (до 3.6 мас. %) установлены в наиболее магнезиальных разностях, что выражено минералогически в развитии зерен доломита в основной массе породы и в виде тончайших прожилков.

Серпентиниты по коматиитовым кумулатам по содержанию петрогенных элементов близки кумулятивным зонам дифференцированных потоков высокомагнезиальных коматиитов, отличаясь более высокой магнезиальностью ($\text{Mg\#} = 79\text{--}85$, содержания $\text{MgO} = 40.56\text{--}43.18$ мас. %) и пониженными значениями Al_2O_3 (2.54–4.3 мас. %) и CaO (0.01–1.33 мас. %). Содержания в породах TiO_2 варьирует от 0.16–0.3 мас. %, SiO_2 от 42.47 до 46.32 мас. %, FeO_{tot} от 7.22 до 11.04 мас. %.

Образцы ультрамафитов, проработанных CO_2 -содержащими флюидами, характеризуются более значительной вариабельностью концентраций петрогенных элементов относительно наименее измененных пород, что свидетельствует о значительной подвижности компонентов в процессе гидротермально-метасоматических преобразований. Наименьшей дисперсией значений характеризуются малоподвижные несовместимые элементы Al_2O_3 и TiO_2 , демонстрирующие на бинарной диаграмме отчетливую положительную зависимость.

Значительное количество образцов талькового камня по содержанию MgO близки серпентинитам и амфибол-хлорит-серпентиновым породам. По содержанию главных петрогенных оксидов тальковый камень несёт наследственные черты ультрамафитов, по которым он образовался. Тальковый камень, сформированный по коматиитовым кумулатам, в сопоставлении с тальковым камнем по потокам коматиитов характеризуется в среднем повышенными содержаниями $\text{MgO} = (33.92\text{--}47.96$ и $27.36\text{--}44.88$ мас. %, соответственно), пониженными $\text{TiO}_2 = (0.14\text{--}0.26$ и $0.14\text{--}0.69$ мас. %, соответственно), CaO – (0.08–2.12 и 1.42–25.5 мас. %, соответственно) и $\text{Al}_2\text{O}_3 = (2.82\text{--}5.98$ и $3.79\text{--}8.95$ мас. %, соответственно).

На треугольной диаграмме $\text{MgO}+\text{CaO}-\text{SiO}_2-\text{CO}_2$ фигуративные точки составов образцов карбонатизированных ультрамафитов формируют отчётливый тренд уменьшения SiO_2 и увеличения $\text{MgO}+\text{CaO}$ с ростом содержания в породах CO_2 .

Спайдерграммы (нормированные по примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989)) исследованных ультрамафитов характеризуются наличием положительных аномалий Ta, Pb. Во в различной степени измененных коматиитах устанавливаются положительные аномалии Sr, в то время как в коматиитовых кумулатах разной степени изменения они отрицательные.

Распределение РЗЭ в тальковом камне наследует особенности распределения элементов в подвергшихся преобразованиям породах, но в отличие от последних демонстрирует значительные вариации концентраций. Тальковый камень, образованный по коматиитам, характеризуется повышенной концентрацией всех РЗЭ и суммарным содержанием РЗЭ относительно талькового камня по коматиитовым кумулатам (4.04–15.62 и 1.07–3.61 ppm, соответственно). Отмечается закономерное снижение уровня концентраций РЗЭ с ростом магнезиальности породы. Спектры распределения РЗЭ в образцах наиболее карбонатизированных коматиитов в сравнении с наименее измененными топологически схожи, но характеризуются обогащением легкими РЗЭ относительно тяжелых.

Проведенные расчеты изменения масс петрогенных и примесных элементов в процессе образования талькового камня по коматиитовым кумулатам с использованием методики изоконного анализа (Gresens, 1967; Grant, 1986) в комплексе с минералого-петрографическими данными показали, что основной объем талькового камня образовался в главную стадию метасоматического процесса кислотного выщелачивания серпентинитов под воздействием кислых растворов с привнесом в среду минералообразования CO_2 , Ca, Cu в результате выноса Mg, Si, $\text{Fe}_{\text{общ}}$, редких и РЗЭ, при этом

интенсивность выноса компонентов возрастала с удалением от контакта серпентинит-тальковый камень (в направлении тыловой зоны метасоматической колонки). Al вел себя наиболее инертно и накапливался в тальковом камне в форме хлорита. Вынос суммарного железа сопровождался переходом его из трехвалентного состояния в двухвалентное, свидетельствующим о низкой фугитивности кислорода в воздействовавшем флюиде. При этом происходил закономерный рост железистости кристаллизующихся силикатов и карбонатов. Возрастанию железистости карбонатов в направлении внутренней зоны метасоматической колонки способствовали увеличение фугитивности CO_2 и кислотности среды минералообразования. Преобразования, связанные с завершающей стадией метасоматического процесса, происходили при снижении температуры на фоне повышающихся щелочности флюида и активности кальция, о чём свидетельствует эволюция состава карбоната (отложение кальциевых карбонатов поздней генерации) и сопровождалось привнесением PЗЭ, Sr.

Оценка привноса-выноса компонентов при формировании талькового камня по потокам коматитов показала значительные различия в поведении петрогенных компонентов в процессе преобразования ультрамафитов, отражающие интегральный массоперенос, обусловленный совмещением продуктов главной и заключительной стадий метасоматического процесса. В результате модельных расчетов установлено, что преобразования сопровождалась привнесением CO_2 , перераспределением Ca, Ti, Mn, P, Na, K и преимущественным выносом Mg, Si, Fe_{общ} при малоподвижном поведении Al.

Работа выполнена в рамках темы НИР №210 ИГ КарНЦ РАН 121040600173-1.

Литература

1. Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций Карелии. Л. Изд-во: Наука. 1991. 173 с.
2. Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Белоусов Е.Ф., Инина К.А. Геология и металлогения Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск. Изд-во: Карелия. 1981. 143 с.
3. Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Володичев О.И., Голованова Л.С. Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций Карелии. Л. Изд-во: Наука. 1991. 176 с.
4. Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск. Изд-во: КарНЦ РАН. 2000. 223с.
5. Кожевников В.Н. Условия формирования структурно-метаморфических парагенезисов в докембрийских комплексах. Л. Изд-во: Наука. 1982. 184 с.
6. Светов С.А., Степанова А.В., Чаженгина С.Ю., Светова Е.Н., Рыбникова З.П., Михайлова А.И., Парамонов А.С., Эхова М.В., Колодей В.А. Прецизионный (ICP-MS, LA-ICP-MS) анализ состава горных пород и минералов: методика и оценка точности результатов на примере раннедокембрийских мафитовых комплексов // Тр. КарНЦ РАН. 2015. № 7. С. 54–73. <https://doi.org/10.17076/geo140>.
7. Слабунов А.И., Нестерова Н.С., Егоров А.В., Кулешевич Л.В., Кевлич В.И. Геохимия, геохронология цирконов и возраст архейской железорудной толщи Костомукшского зеленокаменного пояса Карельского кратона Фенноскандинавского щита // Геохимия. 2021. Т. 66. № 4. С. 291–307. <https://doi.org/10.31857/S0016752521040063>.
8. Раевская М.Б., Горьковец В.Я., Светова А.И., Володичев О.И. Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск. Изд-во: КарНЦ РАН. 1992. 190 с.
9. Grant J.A. The isocon diagram – A simple solution to Gresen's Equation for metasomatic alteration // Economic geology. 1986. V. 81. No. 8. P. 1976–1982.
10. Gresens R.L. Composition-volume relationships of metasomatism // Chemical geology. 1967. V. 2. No. 1. P. 47–55.
11. Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario division mines, Miscellaneous paper. V. 66. Ontario. 1976. 22 p.
12. Johannes W. An experimental investigation of the system $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$ // American Journal of Science. 1969. V. 267. P. 1083–1104.
13. Sun S.-s., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins. Geological society special publication. 1989. No. 42. P. 313–345.
14. Trommsdorff V., Evans B.W. Antigorite-ophicarbonates: phase relations in a portion of the system $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$ // Contribution to mineralogy and petrology. 1977. V. 60. P. 39–56.

ВЫДЕЛЕНИЕ НАНОАЗМЕРНЫХ СОСТАВЛЯЮЩИХ ЖИЛЬНОГО КВАРЦА

Ковальчук А.А.¹, Шарпарь Н.Д.^{1,2}

¹ Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, kovalchuk_aa@krc.karelia.ru

² Физико-технический институт ПетрГУ, Петрозаводск, sharpar99@mail.ru

Введение

Территория Карелии располагает значительными запасами кварца. Кварц, в силу широкого распространения в природе, входит в состав самых различных по генезису горных пород и рудных месторождений. Так он является основным минералом в составе шунгитовых пород Карелии. Содержание кварца в породах изменяется в широком диапазоне от 1 до 95 вес. % обратно пропорционально содержанию углерода (Филиппов, 2013).

Кварц является ценным минеральным сырьем и, наряду с традиционными, развиваются новые направления его использования: нанотехнологическое, биомедицинское, машиностроительное и оптико-электронное. Данные применения предъявляют повышенные требования к структурной однородности, дисперсности и чистоте кварцевого сырья, а поиск новых технологий обогащения кварца по-прежнему актуален.

Наибольший интерес для синтеза особо чистого кварца представляет скопление свободного и чистого кремнезема (SiO_2): жильный кварц, кварцитовидные песчаники, кварциты и чистые кварцевые пески (Афанасьев, 2010).

Несмотря на устойчивость кварца к изоморфизму и стабильную структуру, в его кристаллическую решетку входят примесные элементы в различных концентрациях. Структурные свойства природного кварца, как и количество структурных примесей, тесно связаны с его генезисом и могут использоваться для исследования условий формирования месторождений полезных ископаемых и поиска путей очистки кварца (Франк-Каменецкий, Каменцев, 1967; Щипцов и др., 2019).

Материалы

Объектом исследования является жильный кварц, или кварц второй морфологической разновидности, шунгитовых пород Максовского месторождения (Карелия) (Садовничий и др., 2016). Максовское месторождение приурочено к шестому горизонту шунгитоносных пород второй продуктивной пачки верхней заонежской подсветы людиковийского надгоризонта нижнего протерозоя (Филиппов и др., 2009).

Кварц был отобран из секущих шунгитовые породы протяженных кварцевых жил мощностью 10–15 см. Исследование проводилось для трех образцов кварца:

- Qисх – исходный (измельчение в агатовой ступке и керамическом истирателе);
- Qобр – обработанный водой (многократно промыт дистиллированной водой, с удалением вымываемых примесей);
- Qост – сухой остаток (высушенная суспензия частиц кварца в воде, оставшаяся на фильтре).

В качестве объектов сравнения были выбраны образцы хорошо изученного кварца гидротермального генезиса, любезно предоставленные Е.Н. Световой: горный хрусталь и жильный кварц Приполярного Урала (Кузнецов и др., 2011). Эти образцы для исследований были измельчены и обработаны аналогично кварцу из шунгитовых пород.

Методы

Методом рентгенофазового анализа (РФА) определен фазовый состав образцов. Методом рентгеноструктурного анализа (РСА) были определены кристаллографические параметры исследуемых образцов: значения периодов (a, b, c) и объема (V) элементарной ячейки; размер области когерентного рассеяния (ОКР) и индекс кристалличности (ИК).

Расчет ОКР проводился по формуле Дебая–Шеррера (Алешина, Шиврин, 2004). Индекс кристалличности определялся из интенсивности квинтиплетного пика с индексами отражения (212) в области углов $2\theta \approx 67^\circ, \dots, 69^\circ$ (Klug, Alexander, 1954).

Рентгенографирование выполнялось на автоматическом дифрактометре ARL X'TRA (Thermo Fisher Scientific) в интервале углов 2θ : $5\text{--}75^\circ$, с шагом 0.02° на CuKa излучении.

Фазовый состав образцов был подтвержден с помощью синхронного термического анализа на приборе STA 449 F1 Jupiter (NETZSCH) при скорости нагрева 10 град/мин на воздухе, максимальная температура нагрева достигала 1200°C . Обработка спектров ТГ и ДСК была выполнена с использованием программного обеспечения Proteus.

Состав и структура образцов оценивались методом спектроскопии комбинационного рассеяния (КР) на дисперсионном спектрометре Nicolet Almega XR (Thermo Scientific), снабженным микроскопом Olympus серии BX. Ширина спектрального окна $350\text{--}3500\text{ см}^{-1}$ и длина волны излучения 532 нм . Обработка спектров проводилась при помощи программного комплекса Omnic.

Результаты

По данным РФА и синхронного термического анализа было установлено, что все образцы представлены кварцем без углеродных фаз. При проведении синхронного термического анализа наблюдался фазовый переход $\alpha \rightarrow \beta$ кварц при $571\text{--}572^\circ\text{C}$ для исследуемых образцов. Для структурно совершенных кристаллов кварца температура перехода приближается к 573°C (Nikitin et al., 2007). Температура фазового перехода образцов сравнения составила 567°C , что свидетельствует в пользу большей чистоты образцов кварца из шунгитовых пород.

Для всех исследованных образцов изменение массы связано с удалением свободной (до 200°C) и связанной воды (до 600°C).

Для РСА и расчета параметров кристаллической решетки в качестве эталонного взяты параметры α -кварца из международной базы данных ICSD (Nikitin et al., 2007). Результаты РСА представлены в таблице 1.

Таблица 1. Параметры кристаллической решетки, ОКР и ИК исследуемых образцов.

| Образцы кварца | α -кварц | Qисх. | Qобр. | Qост. | Жильный кварц | Горный хрусталь |
|-------------------|-----------------|-----------|-----------|-----------|---------------|-----------------|
| a=b, Å | 4.9138(9) | 4.9136(4) | 4.9137(1) | 4.9134(9) | 4.9136(7) | 4.9140(1) |
| c, Å | 5.4057(2) | 5.4051(8) | 5.4049(8) | 5.4053(5) | 5.4053(4) | 5.4056(1) |
| V, Å ³ | 113.04 | 113.02 | 113.02 | 113.01 | 113.02 | 113.04 |
| ОКР, Å | – | 76.4 | 77.6 | 58.3 | 92.1 | 83.9 |
| ИК | – | 7.3 | 7.3 | 4.4 | 8.7 | 7.3 |

Как видно из таблицы, параметры кристаллической решетки и размеры кристаллитов исследуемых образцов аналогичны значениям кварцев гидротермального генезиса. Кроме того, эти показатели, а также ИК исследуемых образцов, находятся в соответствии с ранее опубликованными данными (Садовничий и др., 2016; Rigaeva et al., 2020).

При выделении наночастиц кварца через водные дисперсии (Qост в табл. 1) происходит заметное уменьшение размера кристаллитов и ИК, что свидетельствует об увеличении разориентированности кристаллитов жильного кварца шунгитовых пород.

Спектроскопия КР позволила определить наличие пленочного углерода и воды в исследуемых образцах кварца (рис. 1) в соответствии с ранее разработанными методиками (Рожкова и др., 2014).

На спектрах всех образцов присутствует хорошо выраженный пик на $460\text{--}480\text{ см}^{-1}$, соответствующий α -кварцу. D- и G-полосы сообщают о содержании углерода в образцах, что характерно для кварцев шунгитовых пород. В образцах сравнения кварца полосы углерода отсутствуют.

G-линия в исследуемых образцах сдвинута в область больших частот (более 1610 см^{-1}), что может быть связано с наличием в структуре воды. Пик, соответствующий валентным ОН-колебаниям в сетке связей молекул воды $\sim 3200\text{ см}^{-1}$, совмещается с G-пиком.

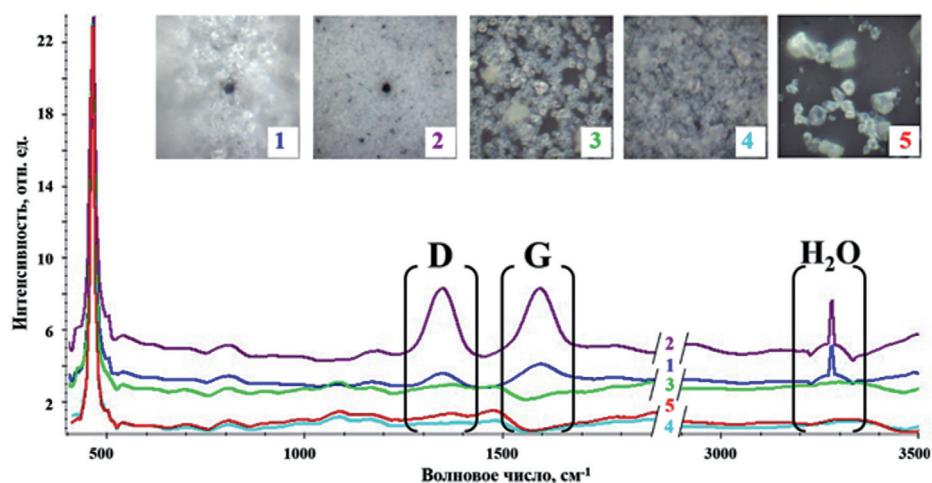


Рис. 1. Спектры КР порошков кварца и их изображения: 1. – Qисх, 2. – Qобр, 3. – Qост, 4. – жильный кварц, 5. – горный хрусталь.

Отношение интенсивностей D- и G-пиков (ID/IG) позволяет охарактеризовать степень упорядоченности углерода. Для углерода на кварце исходного образца это соотношение равно 0.86, для обработанного водой – 1.03, а для кварца Qост – 0.08. В образцах с ID/IG > 1 углерод представляет собой трехмерную сетку, а при ID/IG < 1 – пленку. Это подтверждают результаты, полученные нами ранее (Садовничий и др., 2016).

Кроме того, на спектре исследуемых образцов присутствуют пики на 3290 см⁻¹, что говорит о наличии воды. Как видно из рисунка 1, у образцов сравнения эти пики также отсутствуют.

Выводы

Жильный кварц шунгитовых пород Максовского месторождения представлен α -кварцем.

Структурные параметры полученных образцов кварца в пределах погрешностей сопоставимы с параметрами образцов кварца гидротермального генезиса, однако в образцах исследуемого кварца кристаллиты более разориентированы.

По данным КР в структуре кварца шунгитовых пород, в отличие от гидротермального кварца, присутствует связанная вода и пленочный углерод, регулирование которых позволяет выделять наночастицы кварца.

Работа выполнена в рамках темы НИР ГР № АААА-А18-118020690131-4 и частично поддержана из средств гранта РФФИ №20-53-04013/20.

Литература

1. Алешина, Л.А., Шиврин О.Н. Рентгенография кристаллов. Петрозаводск. Изд-во: ПетрГУ. 2004. 320 с.
2. Афанасьев А.Д. Обзор технологий обогащения кварцевого сырья // Вестник ИРГТУ. Естественные науки. 2018. Т. 47. № 7. С. 283–289.
3. Кузнецов С.К., Лютоев В.П., Шанина С.Н., Светова Е.Н., Сокерина Н.В. Особенности качества жильного кварца уральских месторождений // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2011. Т. 8. № 4. С. 65–72.
4. Рожкова Н.Н., Михайлина А.А., Рожков С.С. Наноструктуры шунгитовго углерода в природе, дисперсиях и гибридных материалах // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск. Изд-во: КарНЦ РАН. 2014. № 17. С. 86–93.
5. Садовничий Р.В., Михайлина А.А., Рожкова Н.Н., Инина И.С. Морфологические и структурные особенности кварца шунгитовых пород Максовской залежи // Тр. КарНЦ РАН. Геология докембрия. 2016. Т. 73. № 2. С. 73–88. DOI: 10.17076/geo126.
6. Франк-Каменецкий В.А., Каменцев И.Е. Микроизоморфизм и условия образования кварца // Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л. Изд-во: Наука. 1967. С. 68–76.
7. Филиппов М.М. Антракосолит. СПб. Изд-во: ФГУП «ВНИГРИ». 2013. 296 с.

8. Филиппов М.М., Бискэ Н.С., Первунина А.В., Дейнес Ю.Е. Сопоставление известных и новых данных о геологическом строении Максовского месторождения шунгитоносных пород // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск. Изд-во: КарНЦ РАН. 2009. № 12. С. 130–142.
9. Щипцов В.В., Бубнова Т.П., Светова Е.Н., Скамницкая Л.С. Кварцевое сырьё Карело-Кольского региона: основные итоги исследований // Тр. КарНЦ РАН. 2020. № 10. С. 5–25. DOI: 10.17076/geo1231.
10. Bertone J.F., Cizeron J., Wahi R.K., Bosworth J.K., Colvin V.L. Hydrothermal Synthesis of Quartz Nanocrystals // Nano Letters. 2003. V. 5. P. 655–659. DOI:10.1021/NL025854R.
11. Klug H.P., Alexander H.P. X-ray diffraction procedures, for poly crystalline and amorphous materials. New York: John Wiley & Sons. 1954. 716 p.
12. Nikitin A.N., Markova G.V., Balagurov A.M., Vasin R.N. Investigation of the structure and properties of quartz in the α - β transition range by neutron diffraction and mechanical spectroscopy // Crystallography Reports. 2007. V. 52. P. 428–435. DOI: 10.1134/S1063774507030145.
13. Rigaeva Y.L., Rozhkova N.N., Kovalchuk A.A., Ekimova T.A., Tikhomirova E.V. X-ray studies of vein quartz from shungite rocks // Key Engineering Materials. 2020. V. 854. P. 200–206. DOI:10.4028/www.scientific.net/KEM.854.200.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ, СВЯЗАННЫХ С МИГРАЦИЕЙ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА, В ВОДАХ ОБСКОГО БОЛОТА

Колотыгина В.Н.¹, Савичев О.Г.², Кремлева Т.А.¹, Солдатова Е.А.¹

¹ Тюменский государственный университет, Тюмень, v.n.kolotygina@utmn.ru

² Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск

Введение

На современном этапе развития человечества одной из наиболее актуальных проблем является проблема изменения климата, одна из причин которой – увеличение в атмосфере доли парниковых газов, прежде всего углекислого газа и метана (Berdsi et al., 2011; Залесов, 2021). Торфяные болота – это экосистемы, действующие как демпферы углерода, накапливающие частично разложившуюся биомассу, которая в противном случае продолжала бы полностью разлагаться, попадая в атмосферу в виде парниковых газов. Болота занимают первое место перед степями и лесами по содержанию устойчивого органического вещества на единицу площади (Заварзин, 1994). Считается, что благодаря незамкнутости круговорота веществ, когда экосистема получает больше энергии и вещества, чем отдает, связывание углерода в болотах происходит на длительный период. Однако вопрос о том, всегда ли болото действует как поглотитель углерода, остается открытым. Баланс между накоплением и эмиссией углерода может быть связан с различными климатическими условиями в разных районах мира и в разное время года (Strack, 2008). Поэтому понимание биогеохимической, гидрохимической и гидрологической роли болот, их влияния на секвестрацию углерода и эмиссию парниковых газов является совершенно необходимым при прогнозе долгосрочных изменений окружающей среды в Западной Сибири и определении допустимого антропогенного воздействия на экосистемы, в том числе и болотные.

Объект и методика исследования

В качестве объекта исследования выбраны участки долинного низинного Обского болота, протянувшегося в левобережной части долины реки Оби, от с. Кожевниково на юге до с. Иштан на севере, полосой шириной от 1.5 до 7 км и длиной 104 км. Торфяная залежь – низинного типа, со средней мощностью 3.2 м при максимуме до 6 м. Участок, расположенный южнее с. Мельниково (соответствует торфяному месторождению «Обское I»), характеризуется средними значениями: зольности торфа 28.7 %, степени разложения – 34 %; влажности – 83.7 %; pH – от 5.5 до 7.3. Средние значения северного участка (торфяное месторождение «Обское II») составляют: степень разложения торфа – 34 %; зольность – 28.7 % (Задунецкий и др., 1971).

Климат Шегарского района, на территории которого располагается Обское болото, характеризуется как континентальный с продолжительной и холодной зимой, коротким и тёплым летом, поздними весенними и ранними осенними заморозками, равномерным увлажнением. Холодный период с температурами ниже 0 °С длится 180–200 дней, среднегодовая температура отрицательна. Годовое количество осадков по территории области изменяется в среднем от 400 до 570 мм. Устойчивый снежный покров устанавливается в конце октября (23–26 октября). Продолжительность залегания снежного покрова составляет 180 дней (Горбатенко и др., 2018; Евсеева и др., 2001).

Отбор проб воды Обского болота производился в период с 2002 по 2021 гг. в пределах двух участков – антропогенно-нарушенного и условно фонового (рис. 1). Первый участок возле с. Мельниково включает два створа опробования (перпендикулярно суходолу) – собственно створ выпуска сточных вод жилищно-коммунального хозяйства с. Мельниково (на рис. 1–2 обозначен индексом «I») и створ в 50 м выше дороги с. Мельниково – с. Старая Шегарка (створ II). Условно фоновый участок также включает два створа – в районе с. Нащеково (створ III) и в 5 км. южнее с. Нащеково (створ IV).

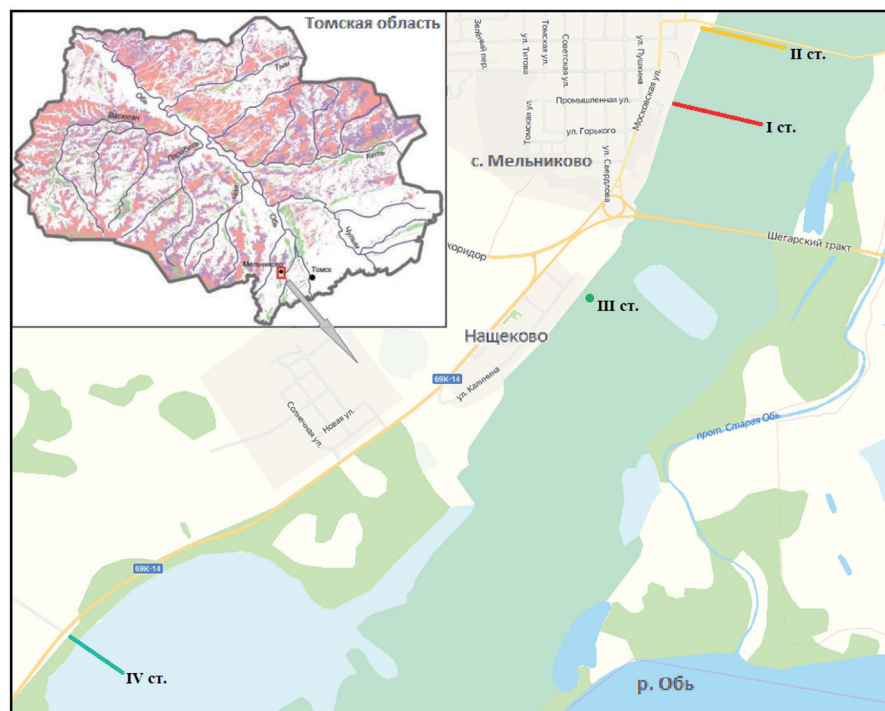


Рис. 1. Схема размещения пунктов наблюдений за химическим составом вод Обского болота: створы I, II – антропогенно-нарушенный участок; створы III, IV – фоновый участок.

Методика исследования включала в себя обобщение и анализ данных, полученных в период с 2002 по 2021 гг., в том числе пространственно-временные изменения биофильных элементов и показателей, связанных с миграцией органического вещества. Подробно методики пробоотбора и химического анализа проб воды изложены в (Иванова и др., 2020; Савичев и др., 2013).

Результаты и их обсуждение

Рассматривая данные, полученные за два последних десятилетия, можно сделать следующие выводы. Воды Обского болота на протяжении всего календарного года можно характеризовать как слабощелочные, либо нейтральные, с повышенным содержанием карбонатов, гидрокарбонатов и азота аммонийного, по сравнению с олиготрофными болотами. По общему химическому составу воды антропогенно-нарушенного участка характеризуются как солоноватые, гидрокарбонатные натриевые. Воды фонового участка – пресные, гидрокарбонатные кальциевые, с повышенной общей минерализацией.

Величина рН вод в пределах антропогенно-нарушенного участка во времени несколько выросла с 6.9 до 7.8, перейдя из области нейтральных значений в область слабощелочных (рис. 2 а). Для фонового участка такой четкой временной тенденции изменения рН не прослеживается, значение в разные годы варьируется от 7.2 до 7.7. Что касается пространственных изменений, то можно отметить возрастание рН в 50–300 м в направлении удаления от суходола на антропогенно-нарушенном участке в 2012–2013 гг.

По створу автодороги (II) по мере удаления от суходола, в 2002 и 2012 гг. наблюдалось значительное уменьшение суммы главных ионов ($\Sigma_{ги}$), от ~ 1500 до ~ 700 мг/дм³ (рис. 2 б). В 2013 г. подобного уменьшения не прослеживается. В 2018 г. небольшое уменьшение $\Sigma_{ги}$ было зафиксировано в 650 м от суходола. По створу сброса сточных вод (I) $\Sigma_{ги}$ характеризуется стабильно высокими значениями на уровне 1500 мг/дм³. На фоновом участке $\Sigma_{ги}$ имеет относительно низкие значения (~ 500 мг/дм³) и практически не изменяются во времени и пространстве. Подобная динамика связана с тем, что на антропогенно-нарушенном участке в течение многих лет производится сброс коммунально-бытовых сточных вод, что оказывает значительное влияние на некоторые показатели

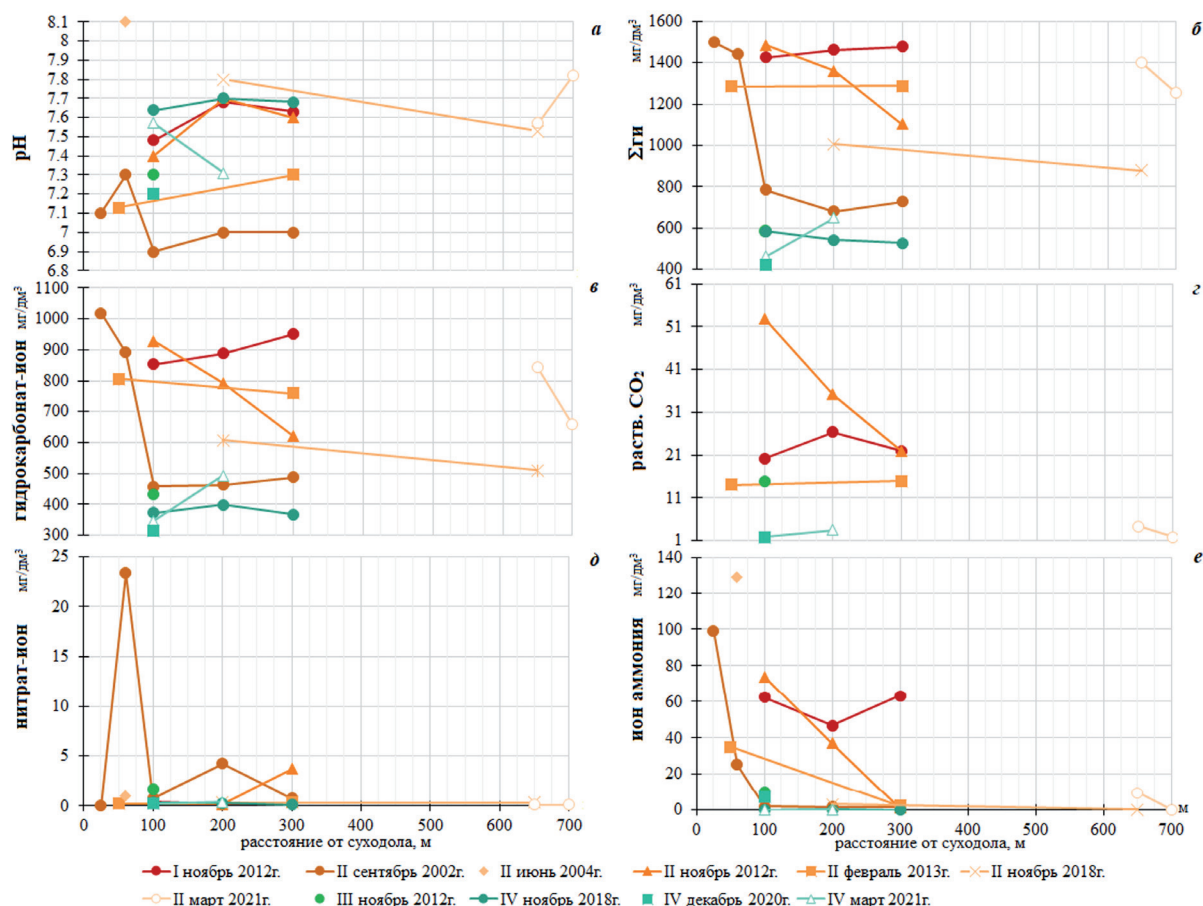


Рис. 2. Пространственно-временные изменения: а – рН, б – суммы главных ионов, в – гидрокарбонат-иона, г – растворенного углекислого газа, д – нитрат-иона, е – иона аммония в воде Обского болота (створы I, II – антропогенно-нарушенный участок; створы III, IV – фоновый участок).

химического состава воды. Пространственно-временная динамика Σгг указывает на распространение фронта загрязнения все дальше от суходола в сторону р. Обь.

Для неорганических форм углерода были выявлены следующие зависимости. Поскольку гидрокарбонат-ион является основным в химическом составе изучаемых вод, его пространственно-временная динамика сходна с описанными выше изменениями Σгг (рис. 2в). Максимальные концентрации углекислого газа наблюдаются по створу автодороги (рис. 2г). Если анализировать данные 2012 г., где замеры CO₂ были сделаны в пределах фонового и антропогенно-нарушенного участков, а также анализируя концентрации CO₂ за весь период наблюдений, можно сказать, что в пределах 300 м от суходола, концентрации CO₂ выше в водах антропогенно-нарушенного участка. С большой долей вероятности, при удалении от суходола концентрации CO₂ на этом участке будут снижаться, о чем свидетельствуют данные 2021 г. и пространственная динамика гидрокарбонат-иона и Σгг. Также отметим, что величина CO₂ растет в течение года, максимум наблюдается в осенний период, что может быть связано с процессом минерализации органического вещества, с охлаждением вод и выделением продуктов жизнедеятельности биоты, ведущих к аккумулярованию углекислого газа.

Для фонового участка характерны низкие концентрации иона аммония 0.067÷0.140 мг/дм³, которые практически не изменяются во времени и пространстве (рис. 2е). В створе сброса сточных вод концентрация аммония варьирует от 46 до 63 мг/дм³. В створе II у суходола во все периоды опробования также отмечается повышенное содержание иона аммония (до ~130 мг/дм³). Однако здесь его концентрация значительно уменьшается по мере удаления от суходола, уже в 200–300 м опускаясь до фоновой. Это может свидетельствовать о радиальном распространении фронта загрязнения. В пределах условно фонового участка концентрация нитратов, как и иона аммония, стабиль-

на во времени и пространстве и составляет 1.72 мг/дм^3 . Концентрация нитратов на антропогенно-нарушенном участке в пространстве изменяется скачкообразно. Пик концентрации нитрат-иона наблюдается в 50 м от суходола в 2002 г. и составляет 23.33 мг/дм^3 . В остальные периоды опробования значения по створам I и II находятся в пределах от 0.200 до 4.250 мг/дм^3 соответственно, а по створу III и IV – $0.140 \div 0.320 \text{ мг/дм}^3$ (рис. 2 д). Для нитрит-иона практически на всех участках характерна концентрация ниже предела обнаружения ($< 0.002 \text{ мг/дм}^3$), повышаясь лишь в некоторых точках антропогенно-нарушенного участка до значения 0.060 мг/дм^3 . Скачкообразные изменения концентрации нитрат- и нитрит-иона вероятно связаны с разной активностью микроорганизмов, участвующих в нитрификации и последующих преобразованиях нитрат-иона.

Хорошо выраженное пространственное изменение в створах I и II имеют Б.О., П.О. и БПК₅ (рис. 3 а-в). По мере удаления от границы болота происходит уменьшение концентраций всех показателей, связанных с окисляемостью. В целом можно отметить некоторое уменьшение значений показателей окисляемости со временем на антропогенно-нарушенном участке. Однако это можно объяснить сезонностью опробования, в частности самые высокие значения показателей окисляемости наблюдаются в летне-осенний период, что вероятно связано с поступлением свежей органики и жизнедеятельностью биоты.

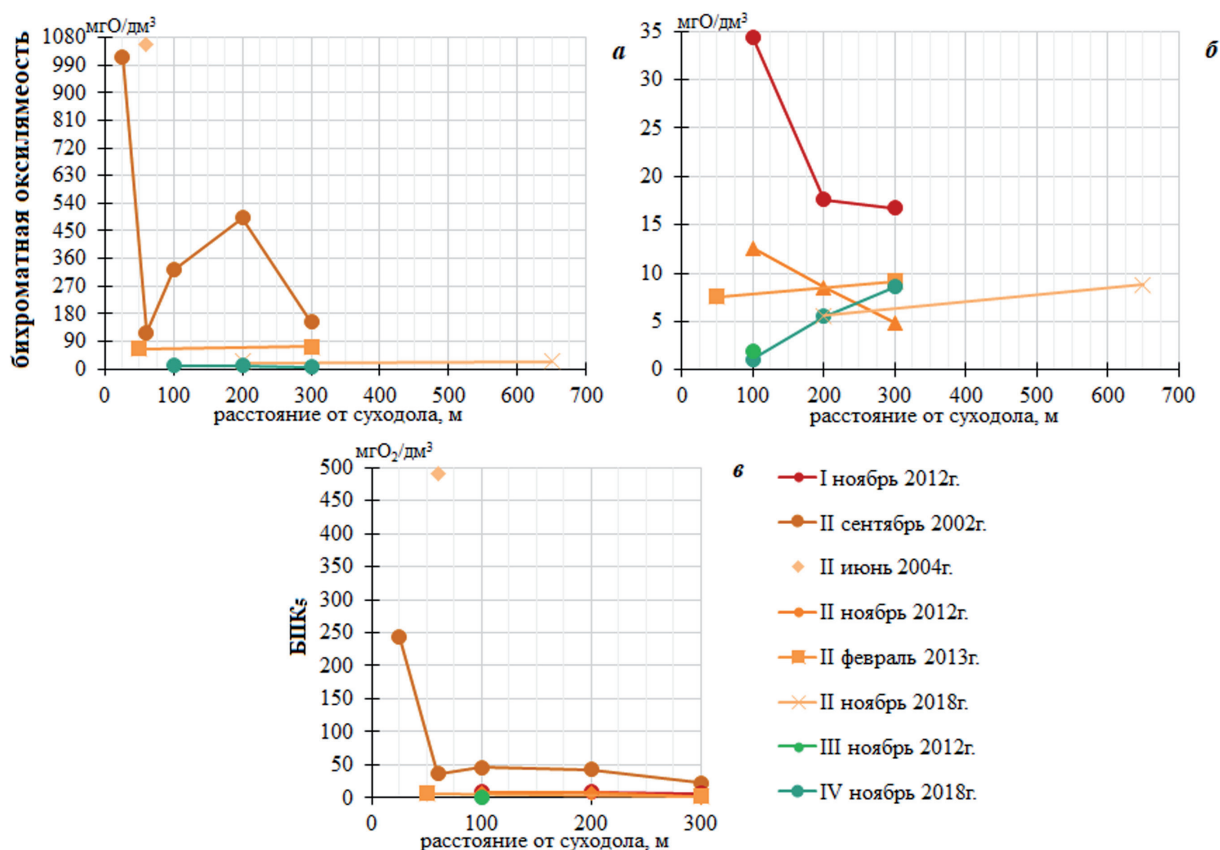


Рис. 3. Пространственно-временные изменения: а – бихроматной окисляемости, б – перманганатной окисляемости, в – БПК₅ в воде Обского болота (створы I, II – антропогенно-нарушенный участок; створы III, IV – фоновый участок).

Выводы

Сравнительный анализ данных пространственно-временной динамики соединений азота и углерода и показателей окисляемости в водах Обского болота показал, что за прошедшие десятилетия существенных изменений в макрокомпоненте составе вод Обского болота на различных участках не произошло, что говорит о высокой способности болота к поддержанию устойчивого

эколого-геохимического состояния. Этот факт так же подтверждает эксперимент по самоочищению Обского болота, проведенный в 2021 году (Савичев и др., 2022).

Работа выполнена в рамках программы развития Тюменского государственного университета (программа стратегического академического лидерства «Приоритет-2030») и гранта Президента РФ МК-1684.2022.1.5.

Литература

1. Горбатенко В.П., Носырева О.В., Волкова М.А., Кижнер Л., Константинова Д.А., Журавлев Г.Г. Современные изменения климатических условий, определяющих накопление снега на автомобильных дорогах Томской области. 2018.
2. Евсеева Н.С. География Томской области. Природные условия и ресурсы. Томск. Изд-во: Национальный исследовательский Томский государственный университет. 2001. 222 с.
3. Заварзин Г.А. Цикл углерода в природных экосистемах России // Природа. 1994. Т. 7. С. 15–18.
4. Задуницкий Я.Н. Торфяные месторождения Томской области. М. Изд-во: Геолторфразведка. 1971. 306 с.
5. Иванова И.С., Гусева Н.В., Смирнова Н.А., Корнеев Д.С., Савичев О.Г., Солдатова Е.А., Наливайко Н.Г. Условия трансформации коммунально-бытовых сточных вод в болотных экосистемах (на примере Обского болота, Западная Сибирь) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2020. Т. 331. №. 3. С. 39–51.
6. Савичев О.Г., Гусева Н.В., Куприянов Е.А., Скороходова А.А., Ахмед-Оглы К.В. Химический состав вод Обского болота (Западная Сибирь) и его пространственные изменения под влиянием сбросов загрязняющих веществ // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2013. Т. 323. №. 1. С. 168–172.
7. Савичев О.Г., Гусева Н.В., Хващевская А.А., Иванов А. Ю., Хэн Я., Дань Ч. Эксперимент по оценке самоочищения Обского болота (Западная Сибирь, Томская область) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2022. Т. 333. №. 1. С. 73–84.
8. Birdsey R., Pan Y. Climate change of nature // Nature Climate Change. 2011. С. 444–445.
9. Strack M. (ed.). Peatlands and climate change. – IPS, International Peat Society, 2008.; Lovett R. Burying biomass to fight climate change // New Scientist. 2008. V. 2654. P. 32–35.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПИТЬЕВЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД СЕВЕРНЫХ ТЕРРИТОРИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Колубаева Ю.В., Иванова И.С., Волкова Н.А.

Томский филиал Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Томск, kolubaeva@inbox.ru

Введение

Северные территории Западной Сибири относятся к районам, где активно развивается нефтегазодобывающий комплекс. На экосистемы арктических районов оказывают влияние как природные (развитие многолетней мерзлоты и заболоченности), так и антропогенные факторы, связанные с воздействием нефтегазодобывающего комплекса и городских агломераций. По этой причине в водах рек, обладающих невысокой способностью к самоочищению, может возрастать содержание многих компонентов, в числе которых макрокомпоненты, соли тяжелых металлов, нефтепродукты и др. (Сваровская и др., 2018). В свою очередь, наличие загрязняющих веществ в речных водах может являться причиной загрязнения подземных вод, эксплуатируемых в поймах рек.

В этой связи актуальным является изучение химического состава пресных подземных вод и проверки их гидрогеохимических данных, на соответствие нормативам качества вод, используемых для хозяйственно-питьевого водоснабжения. В основу данной работы положены результаты исследований, проведенных сотрудниками ТФ ИНГГ СО РАН в 2021 году на территории крупнейшего по добыче природного газа и нефти региона России – Ямало-Ненецкого автономного округа (ЯНАО).

Материалы и методы

В результате экспедиционных работ было отобрано 13 проб подземных вод (рис. 1) из водозаборных скважин хозяйственно-питьевого назначения, глубина которых варьирует от 23 до 180 м.

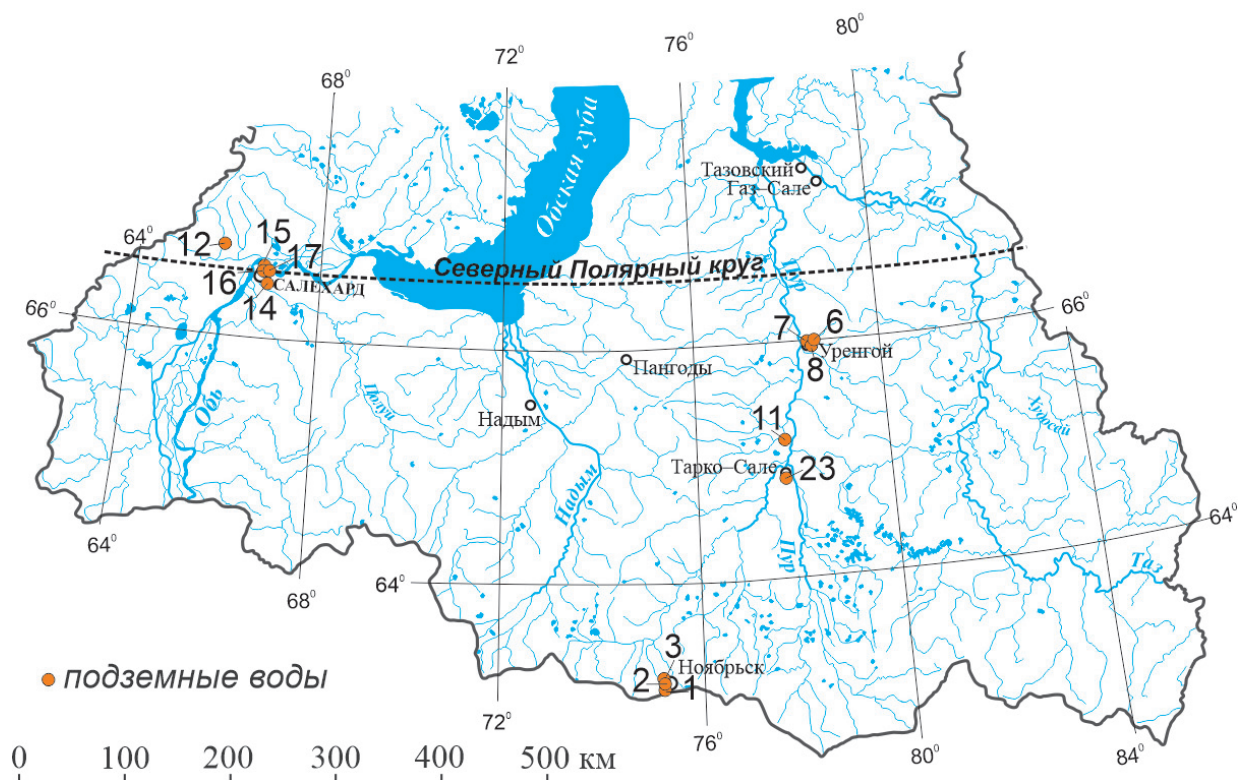


Рис. 1. Обзорная схема района исследований.

Все они административно располагаются в пределах Пуровского (пункты опробования – 1, 2, 3, 6, 7, 8, 11, 23) и Приуральского (пункты опробования – 12, 14, 16, 16, 17) районов ЯНАО.

В каждой точке опробования проводились измерения быстроменяющихся показателей: температуры, pH, электропроводности, окислительно-восстановительного потенциала. Пробы воды для исследования общего химического состава были отобраны в пластиковые бутылки объемом 1 л, предварительно трижды промытые исследуемой водой. Пробы для определения концентрации углерода растворенных органических соединений были профильтрованы через мембранные ацетатцеллюлозные фильтры с размером пор 0.45 мкм в стеклянные емкости объемом 100 мл. До момента доставки в лабораторию пробы хранились в защищенном от света месте при температуре около 4 °С.

Химический состав природных вод был исследован в лаборатории физико-химических исследований керна и пластовых флюидов ТФ ИНГГ СО РАН. Концентрации HCO_3^- определены методом титрования. Содержания SO_4^{2-} , Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , NH_4^+ , NO_3^- , NO_2^- , PO_4^{3-} , F определялись методом капиллярного электрофореза («Капель-205», Люмэкс, Россия). Содержание растворенного органического углерода (РОУ) проанализировано в Лаборатории георесурсов и окружающей среды (г. Тулуза, Франция) методом высокотемпературного каталитического окисления с использованием прибора ТОС-6000 (Shimadzu, Япония). Результаты основных физико-химических показателей опробованных вод представлены в таблице 1.

Камеральная обработка данных производилась в программе MS Excel 2016. За среднее значение принималось среднее арифметическое для выборок с нормальным законом распределения или среднее геометрическое – для выборок с логнормальным законом распределения. Наименование химического типа воды дано с учетом содержания макрокомпонентов более 25 мг-экв % в порядке убывания их концентрации.

Краткая характеристика района исследований

Территория исследований приурочена к Арктической зоне Западной Сибири (Указ Президента..., 2014). На формирование климата влияют широко распространенная многолетняя мерзлота (глубина залегания от 50 до 85 см), близость холодного Карского моря, обилие болот, озёр и рек. Природные зоны – тундровая и лесотундровая. В геологическом разрезе преобладают осадочные породы: песчаники и сланцы, перекрытые четвертичными озерными и речными отложениями песка, ила и глины толщиной от нескольких метров до 200–250 м. Почвенный покров из-за низких температур воздуха, плоского рельефа и заболоченных условий в основном представлен торфяными, преимущественно олиготрофными, реже эутрофными почвами толщиной от 1 до 3 м, имеющими мощные органогенные горизонты (Shamilishvili et al., 2016). Наиболее крупными реками на территории ЯНАО являются Надым, Таз, Обь и Пур, в пределах водосборных бассейнов последних двух рек было произведено опробование водных объектов. Питание рек в основном происходит за счет осадков, преимущественно снеговых, в меньшей степени дождевых, а также за счет болотно-грунтовых вод. Замедленный круговорот веществ в условиях низких температур и заболоченность водосборов способствуют накоплению в поверхностных водах широкого спектра органических веществ.

В соответствии с гидрогеологической стратификацией, предложенной В.М. Матусевичем (Матусевич, 1984) с учетом обобщений и авторских разработок В.А. Бешенцева (Бешенцев, 2009), питьевые подземные воды территории исследований относятся к эоцен-олигоцен-четвертичному гидрогеологическому комплексу, относящемуся к кайнозойскому бассейну Западно-Сибирского мегабассейна. Питание подземных вод происходит, в основном, в летний период за счет инфильтрации атмосферных осадков и перетекания из вышележащих водоносных горизонтов. Разгрузка осуществляется в долины эрозионных врез.

Результаты и обсуждение

Анализ полученных данных (табл. 1) показал, что величина pH в водах варьирует в пределах от 5.6 до 7.9 (от слабокислых до слабощелочных) при среднем значении 6.9, что соответствует нейтральной реакции среды. По величине общей минерализации воды являются ультрапресным

при среднем значении 170 мг/л (минимуме – 71 и максимуме – 357 мг/л). Значение общей жесткости изменяется от очень мягких (0.7 мг-экв/л) до умеренно жестких (3.7 мг-экв/л), среднее значение – 1.5 мг-экв/л по классификации соответствует мягкому типу вод. Такие невысокие значения данного показателя определяются низкими концентрациями в воде Ca^{2+} (среднее – 16.5 мг/л) и Mg^{2+} (среднее – 7.9 мг/л), являющимися солеобразующими в исследуемых водах. Соответственно, эти катионы наряду с гидрокарбонат-ионом (HCO_3^-) определяют химический тип воды. Как правило, изучаемые воды являются гидрокарбонатными кальциево-магниевыми. При этом доля гидрокарбонат-иона от общего количества анионов колеблется от 44 до 98 мг-экв % (пределы содержаний: 36–210 мг/л при среднем значении 104 мг/л). В подавляющем большинстве случаев в подземных водах изучаемой территории гидрокарбонат-ион является основным анионом, содержание же SO_4^{2-} и Cl^- (а среди катионов и Na^+) имеют сугубо подчиненное значение в составе солей.

Таблица 1. Основные физико-химические показатели состава подземных вод ЯНАО.

| Показатель | Номер пробы | | | | | | | | | | | | | ПДК |
|-------------------------|---------------------|------|-------|-------|------|------|------|-----------------|------|------|------|------|------|------|
| | 1 | 2 | 3 | 6 | 7 | 8 | 11 | 23 | 12 | 14 | 15 | 16 | 17 | |
| | Эоцен-олигоценый ВК | | | | | | | Четвертичный ВК | | | | | | |
| pH | 5.6 | 6.8 | 7.2 | 6.6 | 7.4 | 7.3 | 7.3 | 6.4 | 7.9 | 6.5 | 6.5 | 7.9 | 6.3 | 6-9 |
| Eh, мВ | -75 | -90 | -57 | -95 | -101 | -110 | -76 | -38 | 148 | -18 | -21 | -114 | 61 | |
| Об.ж., мг-экв/л | 0.9 | 0.9 | 1.3 | 0.7 | 1.3 | 0.8 | 3.0 | 0.7 | 3.7 | 2.0 | 0.8 | 2.3 | 0.8 | 7 |
| HCO_3^- , мг/л | 72 | 60 | 90 | 60 | 160 | 85 | 204 | 60 | 210 | 98 | 36 | 168 | 48 | |
| SO_4^{2-} | 0.5 | 0.7 | 1.2 | 4.2 | 1.6 | 3.1 | <0.5 | 1.3 | 13.1 | 25.7 | 14.4 | 1.1 | 6.3 | 500 |
| Cl^- | 1.8 | 1.8 | 2.4 | 26.4 | 86.7 | 61.6 | 2.6 | 2.3 | 2.3 | 18.0 | 2.6 | 6.2 | 3.6 | 350 |
| Ca^{2+} | 11.4 | 11.8 | 16.8 | 8.8 | 13.9 | 9.7 | 32.9 | 8.6 | 30.7 | 25.9 | 9.3 | 26.3 | 8.8 | |
| Mg^{2+} | 3.7 | 3.7 | 5.4 | 3.4 | 7.4 | 3.5 | 16.1 | 3.1 | 26.5 | 8.3 | 4.0 | 12.6 | 4.4 | 50 |
| Na^+ | 3.8 | 3.2 | 4.1 | 22.9 | 83.8 | 52.3 | 7.1 | 6.5 | 2.3 | 11.4 | 3.6 | 13.4 | 4.2 | 200 |
| K^+ | 0.6 | 0.6 | 0.6 | 1.4 | 3.0 | 1.5 | 2.2 | 1.3 | 0.6 | 0.9 | 1.1 | 4.0 | 0.8 | |
| NH_4^+ | 0.8 | 0.7 | 0.5 | <0.5 | 1.1 | 0.6 | 4.6 | 0.8 | – | 0.7 | 0.1 | 0.8 | – | 1.5 |
| NO_2^- | – | – | <0.2 | – | – | – | <0.2 | – | <0.2 | – | – | – | – | 3.0 |
| NO_3^- | – | 0.5 | 0.3 | 0.4 | – | – | <0.2 | – | 1.8 | 0.4 | – | – | 0.3 | 45 |
| PO_4^{3-} | – | – | <0.25 | <0.25 | 4.4 | 2.6 | 1.6 | 0.3 | – | – | – | 2.7 | – | 3.5 |
| F | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.3 | 0.3 | 0.2 | 0.2 | 0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | 0.15 | <0.1 | 1.5 |
| РОУ | 2.6 | 2.0 | 3.4 | 9.5 | 5.6 | 3.8 | 6.7 | 2.8 | 1.8 | 4.0 | 1.2 | 4.3 | 10.6 | |
| Мин. | 95 | 83 | 121 | 128 | 357 | 217 | 270 | 84 | 287 | 189 | 71 | 232 | 76 | 1000 |

Примечание. Об.ж. – общая жесткость, РОУ – растворенный органический углерод, Мин. – общая минерализация, «–» – не обнаружены при химическом анализе, ВК – водоносный комплекс, ПДК – предельно допустимая концентрация для питьевых вод в соответствии с СанПиН 1.2.3685-21.

Однако стоит отметить, что на общем фоне вод с низкими содержаниями SO_4^{2-} , Cl^- и Na^+ выделяется группа вод (на рис. 1 – точки 6, 7, и 8) с повышенными концентрациями Cl^- (до 86.7 мг/л) и Na^+ (до 83.8 мг/л). Соответственно их доля в мг-экв % возрастает, а химический тип вод изменяется на гидрокарбонатно-хлоридный натриевый. Данные воды приурочены к эоцен-олигоценому водоносному комплексу, пользующемуся широким распространением в центральной части ЯНАО и являющимся основным источником водоснабжения населенных пунктов Пуровского района. И хотя водоносный комплекс считается надежно защищенным от антропогенного воздействия, вероятно, существуют условия, где возможно перетекание из вышележащих водоносных горизонтов, которые в пределах водоносного комплекса имеют тесную гидравлическую связь. По данным

(Ястребов, Иванов, 2018) практически на всех питьевых и промышленных водозаборах исследуемой территории отмечается техногенное влияние нефтегазового комплекса на пресные подземные воды, которое может проявляться в том числе в повышенных концентрациях Cl^- и Na^+ . Также обращают на себя внимание воды, отобранные из скважин небольшой глубины (от 30 до 50 м), находящихся в пойме р. Оби, на водозаборах в г. Салехард и п. Харп (пункты 12, 14 и 15). В их анионном составе наблюдаются более высокие концентрации SO_4^{2-} , достигая 25.7 мг/л, что отражается на химическом типе вод. Эти воды приурочены четвертичному водоносному комплексу, который по сравнению с эоцен-олигоценным считается слабозащищенным от поверхностного загрязнения. Учитывая небольшую глубину скважин и их местоположение, отсутствие серосодержащих соединений во вмещающих породах водоносных горизонтов (Бешенцев, 2016), можно предположить, что существует вероятность загрязнения подземных вод. Однако важно также подчеркнуть, что повышенное содержание сульфатов отмечено на севере региона, где возрастает мощность многолетне-мерзлых пород, уменьшается мощность водоносного горизонта и, как следствие, усиливаются процессы вымораживания, которые в конечном итоге могут приводить к увеличению содержания не только SO_4^{2-} , но и Cl^- (Бешенцев, 2016).

Характерной особенностью подземных вод исследуемой территории является наличие фтора в пониженных содержаниях, концентрации его не превышают 0.3 мг/л. В отличие от речных вод данной территории (Лепокурова и др., 2022) содержания растворенного органического углерода в подземных водах характеризуются невысокими значениями, варьирующими в пределах от 1.2 до 10.6 мг/л при среднем 4.5 мг/л.

Анализ результатов химического состава вод на несоответствие нормативам качества для питьевых вод (СанПиН 1.2.3685-21) показал, что в целом по основным компонентам химического состава вод превышений относительно ПДК обнаружено не было, за исключением двух проб. Это касается пробы 11, где по NH_4^+ наблюдается несоответствие нормативу (превышение в 3 раза). В остальных случаях для компонентов азотной группы наблюдаются невысокие концентрации. Также в пробе 7 обнаружено превышение относительно ПДК по PO_4^{3-} , в этой же пробе наблюдаются высокие содержания Cl^- , Na^+ и NH_4^+ . Одновременное присутствие перечисленных компонентов в водах, вероятно, указывает на коммунально-бытовое загрязнение. И хотя в остальных пробах вод больше не отмечено несоответствие нормативу по PO_4^{3-} , все же следует отметить, что для проб 8, 11 и 16 его концентрации достаточно высокие и в несколько раз отличаются от фоновых значений, установленных для исследуемой территории (0.1–0.3 мг/л).

Выводы

Таким образом, по результатам изучения основных физико-химических показателей состава пресных подземных вод можно сделать вывод, что общий природный гидрогеохимический облик изучаемых вод определяется, главным образом, такими компонентами, как: гидрокарбонат-ион, кальций и магний. Их низкие концентрации вносят основной вклад в величину общей минерализации, которая по классификации относится к ультрапресному типу вод. Результаты полученных данных по компонентам, чьи концентрации превышают нормативные значения, все же указывают на вероятность загрязнения подземных вод, которые считаются надежно защищенными от источников антропогенного загрязнения. Возможно, это связано с участками нарушения сплошности толщ, перекрывающих водоносные горизонты, а также с расположением эксплуатируемых водозаборных скважин.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России, проект № 075-15-2022-241 "Биогеохимические факторы, контролирующие круговорот железа и органического вещества в реке Обь".

Литература

1. Бешенцев В.А. Пресные подземные воды Ямало-Ненецкого нефтегазодобывающего региона. Дисс. д.г.-м.н. Тюмень, 2009. 274 с.
2. Бешенцев В.А. Геохимия пресных подземных вод Ямало-Ненецкого нефтегазодобывающего региона // Горные ведомости. 2016. № 3-4. С. 94–128.

3. Лепокурова О.Е., Иванова И.С., Трифонов Н.С., Колубаева Ю.В., Соколов Д.А. Растворенные формы миграции гумусовых кислот в поверхностных водных объектах Ямало-Ненецкого автономного округа // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2022. Т. 333. № 5. С. 56–69.
4. Матусевич В.М. Гидрогеологические бассейны Западно-Сибирской равнины. 27 сессия Международного геологического конгресса. Т. IX. Ч. 2. М. 1984. С. 373–374.
5. СанПиН 1.2.3685-21 «Гигиенические нормативы и требования к обеспечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания».
6. Сваровская Л.И., Алтунина Л.К., Яценко И.Г. Гидрохимические исследования водных объектов на территории нефтедобывающих комплексов // Оптика атмосферы и океана. 2018. № 31 (6). С. 468–472. <https://doi.org/10.15372/AOO20180608>.
7. Указ Президента РФ от 2 мая 2014 г. № 296 «О сухопутных территориях Арктической зоны Российской Федерации».
8. Ястребов А.А., Иванов Ю.К. Гидрогеоэкологическая оценка состояния пресных вод Надым-Пурской и Пур-Тазовской нефтегазоносных провинций Ямало-Ненецкого автономного округа в связи с интенсивной разработкой месторождений углеводородов // Литосфера. 2018. № 18 (1). С. 140–144. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-1-140-144>.
9. Shamilishvili G.A., Abakumov E.V., Pechkin A.S. Features of the soil cover of the Nadym district. YaNAO // Scientific Bulletin of the Yamalo-Nenets Autonomous region. 2016. V. 4 (93). P. 12–16.

СОСТАВЫ РАСПЛАВОВ ПРИНИМАВШИХ УЧАСТИЕ В ОБРАЗОВАНИИ ГРАНИТ-ПОРФИРОВ – ГЕОХИМИЧЕСКИХ АНАЛОГОВ ГРАНИТОВ РАПАКИВИ (САЛМИНСКИЙ БАТОЛИТ, КАРЕЛИЯ)

Коньшев А.А.^{1,2}

¹ Институт геологии карельского научного центра РАН, Перозаводск., icelopa@gmail.com

² Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка

Введение

Дайковые тела являют собой природный эксперимент по закалке, сберегая тем самым некоторое количество геологической информации о минералообразующих средах участвовавших в образовании пород. Эта информация, как правило, искажается или вовсе уничтожается при медленном остывании, долгой кристаллизации и проявлении процессов связанных с аутометасоматозом.

В данной работе представлены данные по изучению оставов расплавов принимавших участие в образовании гранит-порфиров Салминского батолита – дайковым геохимическим аналогов биотит-амфиболовых гранитов.

Геологический очерк

Исследуемые дайковые тела расположены в юго-западной оконечности купола гнейсогранитов Люпикко в Питкярантском районе, республика Карелия, Россия. Возраст 1541 млн. лет (+/-9) (Коньшев и др., 2020), определён U-Pb методом по циркону. Исследуемые породы попадают в интервал становления Салминского батолита (Amelin et al., 1997; Neymark et al., 1994). Салминский батолит является представителем анортозит-рапакивигранит содержащих комплексов пород. Гранит-порфиры секут вмещающие породы: гнейсограниты куполов (AR₂-PR₁), слюдистые сланцы ладожской серии и метакарбонаты Сортавальской серии; а также более ранние магматические породы Салминского батолита: Биотит-амфиболовые граниты (рапакиви) и биотитовые равномерно-мелкозернистые граниты; секутся редкометальными топаз-«циннвальдитовыми» гранитами.

Объект исследования

Включения расплавных минералообразующих сред в минеральных контейнерах – цирконе и кварце.

В цирконе и кварце обнаружены силикатные расплавные включения, в цирконе также были обнаружены сульфидные расплавные включения.

Методика

Монофракция циркона и кварца для исследований выделялась при помощи растворения породы во фтористоводородной кислоте. В первом случае порода растворялась целиком, во втором случае это достигалось путём периодического соскабливания зерен кварца с поверхности породы, так как основная масса в которой они находятся – мелкозернистая и растворяется с большей скоростью.

Эксперименты по гомогенизации расплавных включений проводились при атмосферном давлении в минимуме, термоячейке Linkam 1500 с возможностью оптического наблюдения ин-ситу (кафедра петрологии, МГУ), а также в установке высокого давления УВД 10000 (ИЭМ РАН) в атмосфере аргона при 1500 МПа и 1000 °С. Время прогрева при данных Т-Р параметрах – 6 часов, после чего происходила закалка. Эксперименты с нагревом зерен кварца проводились в герметичных ампулах с добавлением дейтериевой воды и порошка кварцевого стекла – таким образом контролировалось растворение кварца в воде, так как растворимость кварцевого стекла выше (Копейкин, Михайлов, 1970), а наличие значимого количества дейтерия во включении является критерием его негерметичности согласно (Смирнов и др., 2011).

Продукты эксперимента монтировались в шашки из эпоксидной смолы и сполировывались до вскрытия включений минералообразующих сред. После вскрытия включений полировкой – они

исследовались при помощи точечных методов анализа. Расплавные силикатные включения изучались при помощи Jeol JXA 8200 (ИГМ СО РАН) и методом масспектрометрии вторичных ионов на Cameca IMS-4F (ЯФ ФТИАН РАН). Сульфидные расплавные включения при помощи электронного микроскопа Tescan Mira3 с энергодисперсионным спектрометром X-MAX (ГЕОХИ РАН) и метода LA-ICP-MS: масс-спектрометр Thermo X-Series II с установкой точечного лазерного пробоотбора NWR213 (ИГЕМ РАН).

Результаты и их обсуждение

В негретых включениях в цирконе обнаружен важный минерал-индикатор окислительно-восстановительных условий – фаялит (Fa 96.54, Fo 1.71, Tef 1.75).

Эксперименты с оптическим наблюдением показали, что все силикатные расплавные включения в кварце вскрываются при нагреве. Эксперименты с силикатными расплавными включениями в цирконе показали, что активное плавление происходит от 950 °С и выше, однако гомогенизации добиться не удалось (выдержка 1 час), что может быть связано с недостаточным временем выдержки, а также отсутствием возможности доступа к данному оборудованию для проведения статистически значимого количества экспериментов с большей выдержкой.

Эксперименты по прогреву циркона проводимые в минимуме с последующей закалкой в течение 2 секунд показали, что полная гомогенизация силикатных расплавных включений не была достигнута при 900 °С при выдержке 4–5 часов. В закалённом не до конца гомогенном расплавном силикатном включении, как правило присутствовал пузырьёк, занимающий не более 0.3–0.35 % от объёма включения. Включения имели сигарообразную форму, принималось что площадь такого включения выведенного на поверхность по его «экватору» эквивалентна площади цилиндра, а пузырёк имеет шарообразную форму, после чего определялись объёмы шара и цилиндра. Однако, в процессе подобных экспериментов вещество включений окислялось под воздействием атмосферного кислорода, включения сульфидного вещества становились непригодны для дальнейшего изучения.

В результате проведённых экспериментов было решено поставить эксперимент на установке «газовая бомба» – в бескислородной атмосфере (аргон), в течение 6 часов, при давлении 150 МПа соответствующем глубине становления батолита на современном эрозионном срезе 100–200 МПа (Poutiainen, Scherbakova, 1998; Руб и др., 1986) и небольшим перегревом до 1000 °С для избегания длительного времени экспозиции. Таким образом, составы расплавных силикатных включений оказывались несколько завышены по содержанию оксидов: в кварце – Si, а в цирконе Si, Zr (а также, вероятно, U, Th, Hf и PЗЭ). После прогрева включений этим методом и последующей изобарической закалки расплавные силикатные включения достигали гомогенности, а пузырёк газа в них отсутствовал. Расплавные сульфидные включения становились гомогенны, менее хрупки при полировке, видимые процессы окисления сульфидного вещества в процессе эксперимента этим методом отсутствовали.

Составы расплавных силикатных включений в цирконах и кварце, в целом, близки. Для отображения этих значений на диаграмме TAS (рис. 1) Из состава расплавных силикатных включений в цирконе производилось вычитание содержания ZrO_2 и необходимого количества SiO_2 по стехиометрии циркона. Для расплавных включений из кварца подобного не проводилось, однако можно предположить, что содержание SiO_2 в них будет меньше на первые %. Около 3/4 расплавных включений в кварце не доплавились до конца и имели в центре реликты калишпата, составы же полученных стёкол из этих включений попадали в область фонолитов. Изучение породы показало, что в процессе кристаллизации кварца, на границе его зёрен происходит обогащение тонковкрапленными кристаллами калишпата. При скелетном росте кварца образовывались углубления (залиты) в кристаллах, которые были значительно обогащены калишпатом. При герметизации подобных «залитов» получались бы подобные включения. По этому, область составов расплавных силикатных включений с повышенным содержанием K_2O было решено считать артефактом кристаллизационных процессов и такие включения отбраковывались для дальнейшего изучения. На (рис. 2) показано, что по мере кристаллизации расплава, его состав смещался в калиевую область.

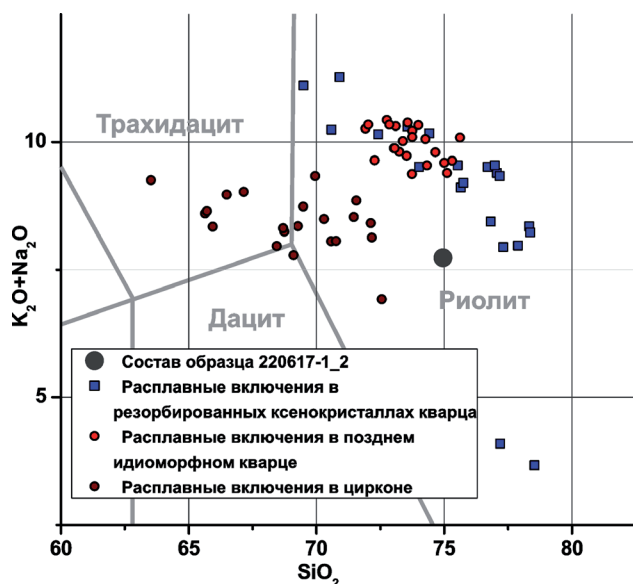


Рис. 1. Диаграмма TAS с нанесёнными на неё составами по расплавным силикатным включениям.

Также были убраны из выборки расплавные силикатные включения с аномально высокими содержаниями F от 3 мас. % и выше, так как при исследовании негретых включений были обнаружены включения гетерогенного захвата с флюоритом. Флюорит в этих включениях иногда занимает значительный объём и размеры зёрен до 15–20 мкм, в то время как наибольшее распространение во включениях имеет флюорит в виде тонкой вкрапленности размерностью не более 1–2 мкм.

Содержание летучих компонентов составило, в среднем, для гомогенизированных силикатных расплавных включений в кварце: F – 0.1–0.2 мас. %, Cl – 0.19–0.2 мас. %; в цирконе: F – 0.23 мас. %, Cl – 0.09–0.1 мас. %.

Составы силикатных стёкол расплавных включений в кварце существенно обогащены Zn, до 380 ppm в среднем, около 150, в то время, как содержания Ni и Cu составили в среднем 2.9 и 5.8 ppm соответственно.

Количество включений в выборке: в цирконе – 22, в кварце – 30. К сожалению, к написанию этого материала не по всем включениям получены значения содержаний микроэлементов методом SIMS, поэтому в дальнейшем некоторые значения могут претерпеть изменения. Однако, за высокое содержание Zn в расплаве также говорит тот факт, что в виде минеральных включений в цирконе была обнаружена шпинель состава магнетит-ульвешпинель-ганит (Zn – 0.5 мас. %, Al – 1–1.2 мас. %).

Сульфидные включения в цирконе представлены либо включениями пирротина, либо сульфидного расплава пирротин-халькопиритового состава. На последнее указывают включения гетерогенного состава сульфид-силикатного состава. В подобных включениях халькопирит всегда расположен между пирротинной и силикатной частью включения (раскристаллизованной). Это можно интерпретировать как первичную кристаллизацию пирротина с обогащением остаточного сульфидного расплава медью (Schlegel and Schüller, 1952) и являющегося меньшим по плотности по отношению к первичнозахваченному сульфидному расплаву, в то время как силикатный расплав имеет наименьшую плотность и должен располагаться сверху относительно сульфидного расплава. Также было обнаружено одно раскристаллизованное сульфидное включение сфалерит-халькопиритового состава (преимущественно сфалеритовое).

Полученные составы сульфидных расплавов довольно неплохо коррелируют между собой по составу микропримесей, в особенности по выдерживанию содержания Co и Ni (см. рис. 3). Au – обнаружено в двух анализах, Ag – в большинстве, однако в связи с их незначительными концентрациями, близкими к пределу обнаружения – лучше относиться к ним как к полуколичественным значениям.

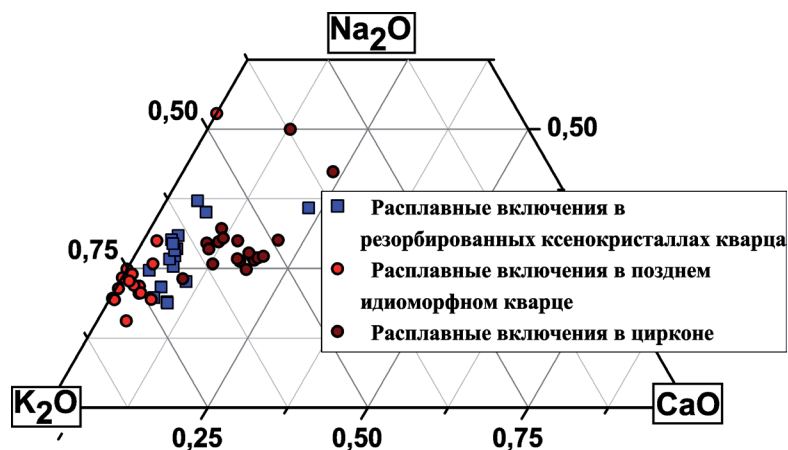


Рис. 2. Треугольная диаграмма в координатах K_2O - CaO - Na_2O .

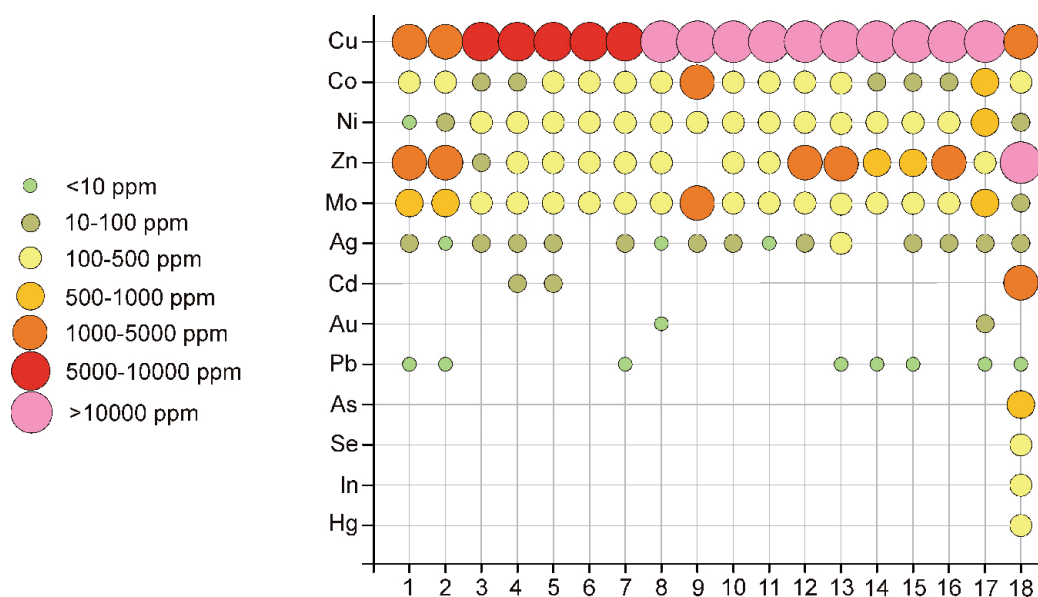


Рис. 3. Составы расплавных сульфидных включений пирротин-халькопиритового состава с 1 по 17 и существенно сфалеритового – 18.

Выводы

Изучение данного геологического объекта позволило определить существование двух типов расплавов принимавших участие в образовании породы - силикатных и сульфидных. При этом сульфидные – резко отличны по своим составам и не могут являться прямыми дифференциатами друг друга, так как отсутствуют переходные разности.

Определены уровни содержания халькофильных элементов в сульфидном и силикатном расплавах, а также концентрации летучих компонентов – в силикатном. При этом расплавные силикатные включения в цирконах характеризуются большим содержанием F и меньшим Cl по сравнению с включениями в более позднем минерале – кварце, что, вероятно является следствием кристаллизации флюорита из расплава на начальных стадиях кристаллизации, а также фторапатита – минерала широко представленного в виде минеральных включений в более раннем цирконе.

Из всех халькофильных элементов силикатный расплав наиболее обогащён Zn, о чём говорят не только полученные значения содержаний, но и наличие твёрдого раствора шпинели в зерне циркона с ганитовым миналом.

По мере кристаллизационной дифференциации состав остаточного расплава смещался в область обогащённую K.

Работа выполнена за счет НИР ИГ КарНЦ РАН, на ранних этапах за счёт грантов РФФИ: 15-05-03393 и 18-05-01101.

Литература

1. Копейкин В.А., Михайлов Ф.С. Растворимость и формы кремнезёма в разбавленных растворах при нормальных условиях // ДАН СССР. 1970. Т. 191. № 4. С. 917–920.
2. Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. Санкт-Петербург. Изд-во: Наука. 2011. 402 с.
3. Руб М.Г., Хетчиков Л.Н., Котельникова З.А., Руб А.К. Включения минералообразующих сред в минералах докембрийских оловоносных гранитов Северного Приладожья // Известия АН СССР. Сер. геологическая. № 1. 1986. С. 30–36.
4. Смирнов С.З., Томас В.Г., Соколова Е.Н., Куприянов И.Н. Экспериментальное исследование герметичности включений водосодержащих силикатных расплавов при внешнем давлении D2O при 650 °C и 3 кбар // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 5. С. 690–703.
5. Amelin Yu.V., Larin A.M. and Tucker R.D. Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V. 127. P. 353–368. <https://doi.org/10.1007/s004100050285>.

6. Konyshov A.A., Anosova M.O., Rusak A.A., Alekseev I.A., Yakushev A.I., Shapovalov Y.B. *Doklady Earth Sciences*. 2020. V. 491. No. 1. P. 127–130. <https://doi.org/10.1134/S1028334X20030083>.
7. Neymark L.A., Amelin Yu.V. and Larin A.M. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994. V. 50. P. 173–193.
8. <https://doi.org/10.1007/BF01160146>.
9. Poutiainen M., Scherbakova T.F. Fluid and melt inclusion evidence for the origin of idiomorphic quartz crystals in topaz-bearing granite from the Salmi batholith, Karelia, Russia. *Lithos* 44. 1998. P. 141–151.
10. Schlegel H., Schüller A. *Zeitschrift für Metallkunde*. 1952. V. 43. P. 421–428 (in german).

К ВОПРОСУ О МИНЕРАЛОГИИ ЮРСКИХ ТЕРРИГЕННО-ГЛИНИСТЫХ И ГЛИНИСТО-КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ЮЖНОЙ ОКРАИНЫ ДАХОВСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Копытин С.В., Нильцигаева К.А.

Воронежский государственный университет, Воронеж, asterionn48@gmail.com; niltsigaevakarunw@gmail.com

Введение

На окраинах Даховского кристаллического массива широко развиты терригенно-глинистые и глинисто-карбонатные породы юрского возраста, которые представляют наибольший интерес в изучении за счёт своего резкого отличия по своим литологическим и текстурно-структурным особенностям.

Даховский кристаллический массив

Даховский кристаллический массив (ДКМ) – крупный террейн, расположенный в западной части Передового хребта Большого Кавказа (рис. 1). В его строении принимают участие метаморфические и магматические структурно-вещественные комплексы раннего палеозоя, а его окраины сложены стратифицированными комплексами позднепалеозойского и мезозойского возрастов (В.М. Ненахов, 2019).



Рис. 1. Положение Даховского кристаллического массива на географической карте (красный круг).

Терригенно-глинистые породы

Из терригенно-глинистых пород в данном регионе наиболее широко распространены аргиллиты и алевролиты. Породы серого цвета с массивной текстурой, пелитовой структурой. Отмечается неравномерный сероватый налёт. Также есть выветренные аргиллиты с рыжеватым окрасом. Характерные отдельности – дресвяная, щебенчатая, скорлуповатая (рис. 2).

Если говорить о их минералогии, то они олигомиктовые – каолинит-гидрослюдистые и гидрослюдито-кварцевые соответственно. По данным работы Плюсониной (2015) глинистая



Рис. 2. Обнажение аргиллитов со скорлуповатой отдельностью.

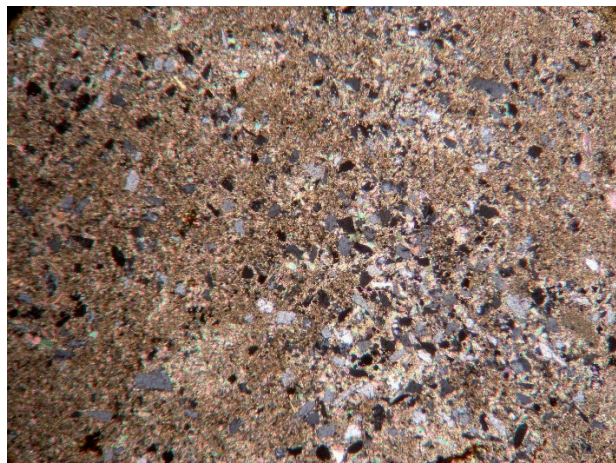


Рис. 3. Микрофотография алевролитов; увеличение 40×, николи параллельны.



Рис. 4. Псевдоморфозы сульфидов по фрагменту раковины; увеличение 40×.

фракция сложена на 60–65 % гидрослюдой и на 18–20 % – каолинитом. В виде примеси 5–11 % присутствует кварц, сульфиды, в качестве включений отмечаются фрагменты фауны. Последняя представлена поперечными мелкими закругленными и продолговатыми отпечатками ракушек, продольными срезами члеников иглокожих со средними размерами 3×1.5 мм. В аргиллитах обломки кварца присутствуют в виде примесей, в алевролитах слагают основную часть обломочной части (рис. 3).

Формы обломков изменяются от угловатых (преимущественно), иногда округлых до остроугольных. Кроме того, на локальных участках кварцем выполнены тонкие прожилки.

Средний размер обломков $0.1-0.2 \times 0.5-0.1$ мм. Обломочная часть (кварц, плагиоклаз, серицит) в алевролитах занимает около 25–30 % от породы, в то время как цемент составляет 50–60 %. Тип цемента – базальный. Обломки распределены неравномерно. Состав цемента алевролитов глинисто-карбонатный. Текстура зачастую однородная, иногда пятнистая.

Рудные минералы в среднем занимают около 0.5–2 % от породы, и представлены марказитом, реже пиритом. Средний размер агрегатов около $0.3-0.4 \times 0.15$ мм. Для них характерны мелкие округлые формы, но иногда пирит отличают характерные кубические очертания. Марказит преимущественно встречается в виде сферолитов. Нередко сульфиды тяготеют к органическим остаткам, полностью или частично их замещая (рис. 4).

Глинисто-карбонатные породы

Карбонатные породы представлены преимущественно мергелем, сидеритами (рис. 5). Породы светло-серого цвета, текстура – однородная, слоистая, структура – мелкозернистая. В качестве породообразующего элемента выступает фауна в количестве более 20 %, представлена мелкими обломками ракушек. Также, в мергелях, отмечаются стяжения сидеритов, которые по длинной оси достигают до 30 см. Форма стяжений уплощённая, цвет – серо-зелёный. По породе стяжения распространены неравномерно. А в алевролитах на сидеритово-глинистом цементе отмечаются не уплощённые, а эллипсоидальные стяжения аргиллитов. Центр зарождения данных сидеритовых стяжений – органика, также для эллипсоидальных стяжений преобладание сульфидов характерно именно вокруг центра.



Рис. 5. Коренные выходы карбонатно-глинистых пород со стяжениями сидеритов (бурые округлые участки около молотка).



Рис. 6. Фрагменты иглокожих в структуре глинисто-карбонатных пород; увеличение 40×, николи параллельны.

Тип цемента – базальный. Все зёрна имеют округлую неправильную форму, иногда вытянутая. Средний размер обломков – $0.1-0.2 \times 0.05-0.01$ мм. Обломочная часть занимает около 15–20 % от породы, представлена кварцем.

Базовая составляющая цемента – кальцит и глинистые минералы, также породообразующими идут двустворки и другая фауна, которая может занимать до 50 % (рис. 6). Нередко присутствуют следы ожелезнения.

Шлифы также обогащены рудными минералами – пиритом и марказитом, но уже в меньших количествах, около 5 %. Формы округлые, неправильные, но иногда и характерные для данных минералов кубические и вытянутые соответственно. Средний размер агрегатов около $0.2-0.3 \times 0.15$ мм.

Выводы

Предполагалось, что на южной окраине ДКМ присутствует относительно мощная толща аргиллитов с разными текстурно-структурными особенностями, где периодически встречаются прослои карбонатных пород с органикой. В ходе исследований выяснилось, что нижняя часть толщи – мергель с обильной органикой, далее этот слой перекрывается аргиллитами с алевролитами, в которых множество обломков мергелей, находящихся внизу. Это доказывает, что это были грязекаменные дебризные потоки, которые и поднимали потоки вверх. Сами аргиллиты и алевролиты связаны с первым уровнем лавинной седиментации. Вторично наложенные процессы – сидеритизация и наличие сульфидов. Стяжения образовывались в результате диагенеза, и при этом происходила частичная сидеритизация вмещающих пород – мергелей, алевролитов.

Данные исследования уточнили литологические разности пород – аргиллиты, алевролиты на глинисто-карбонатном цементе, мергели и стяжения разных типов, работа помогла более детально разобрать толщу.

Литература

1. Ненахов В.М., Жабин А.В., Никитин А.В., Бондаренко С.В. Внутреннее строение тектонической зоны северного обрамления даховского кристаллического массива (Западный Кавказ) // Вестник ВГУ. 2019. С. 5–14.

ТИПОМОРФНЫЕ ПРИЗНАКИ И СОСТАВ ЗОЛОТА ИЗ АЛЛЮВИЯ РЕКИ БЕЛАЯ (СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ, РЕСПУБЛИКА АДЫГЕЯ)

Куртуков А.А.

Воронежский государственный университет, Воронеж, artyomkurtukov524@gmail.com

Введение

Река Белая имеет весьма значительную площадь водосбора и пересекает сложные структурно-вещественные комплексы Адыгеи и нескольких районов Краснодарского края. Последнее оказывает большое значение на разнообразие петрографических разностей пород в аллювии. Наличие золота в аллювии реки Белая и ее притоков известно давно (Ваганов, Борисенко, 2000; Вокодавов, 2005; Типоморфизм..., 2012). Сложное геологическое строение и многообразие разновозрастных структурно-вещественных комплексов превращают русло р. Белой и ее притоки в значимые объекты, интерес к изучению которых сохраняется и в настоящее время. В ходе исследования изучены песчаные разности аллювия с содержанием песчано-гравийного материала около 70–75 %.

Типоморфные особенности знаков золота

Шлиховое золото из руслового аллювия р. Белой имеет пластинчатую форму (рис. 1) вытянутую, реже изометричную и неправильную. Удлиненными являются более крупные знаки. Некоторые пластинки сглажены или «замяты» по внешнему краю. Окатанность пластинок средняя. Из размер изменяется от 0.7×0.4 мм до 0.2×0.1 мм. Преобладает размерность 0.4×0.3 мм. Цвет знаков золота преимущественно золотисто-желтый, отдельные чешуйки ненасыщенного красно-желтого цвета, ближе к медному. Для последних характерно «загрязнение» точечными минеральными агрегатами другого состава. Поверхность пластинок неровная, бугристая, местами напоминает кавернозную.

По результатам микронзондовых исследований знаки золота состоят собственно из золота, содержание которого варьируется от 89 до 96 % и порядка 4–10 % серебра (рис. 2).

Содержание серебра уменьшается к периферии знака (рис. 3). Это хорошо видно на электронном-микроскопическом изображении, полученном путем картирования по двум элементам шлифованной поверхности минерального агрегата золота. Подобное распределение элементов объясняется способностью золота к самоочищению.

Изученные знаки золота можно разделить на два типа – более крупные окатанные и мелкие неокатанные, по литературным данным есть третий тип – тонкодисперсный. Источником золота могут быть листовениты, развитые по гипербазитам, тяготеющим к зонам региональных разломов; медные- и серно-колчеданные руды в амфиболитовых комплексах раннепалеозойского возраста.

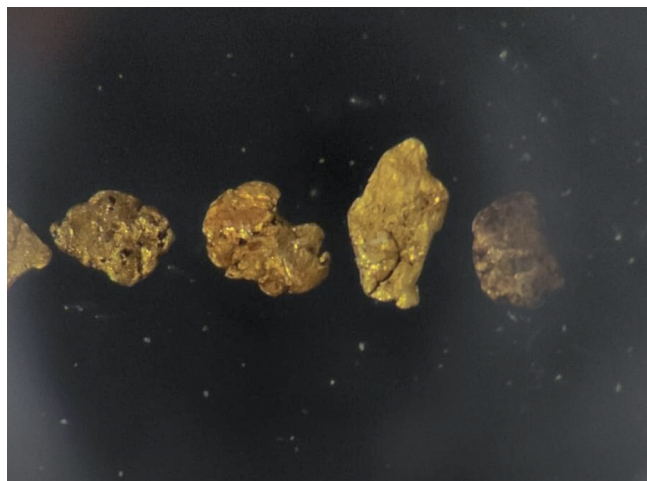


Рис. 1. Макрофотография знаков золота из аллювия реки Белая. Фото Куртуков А.А.

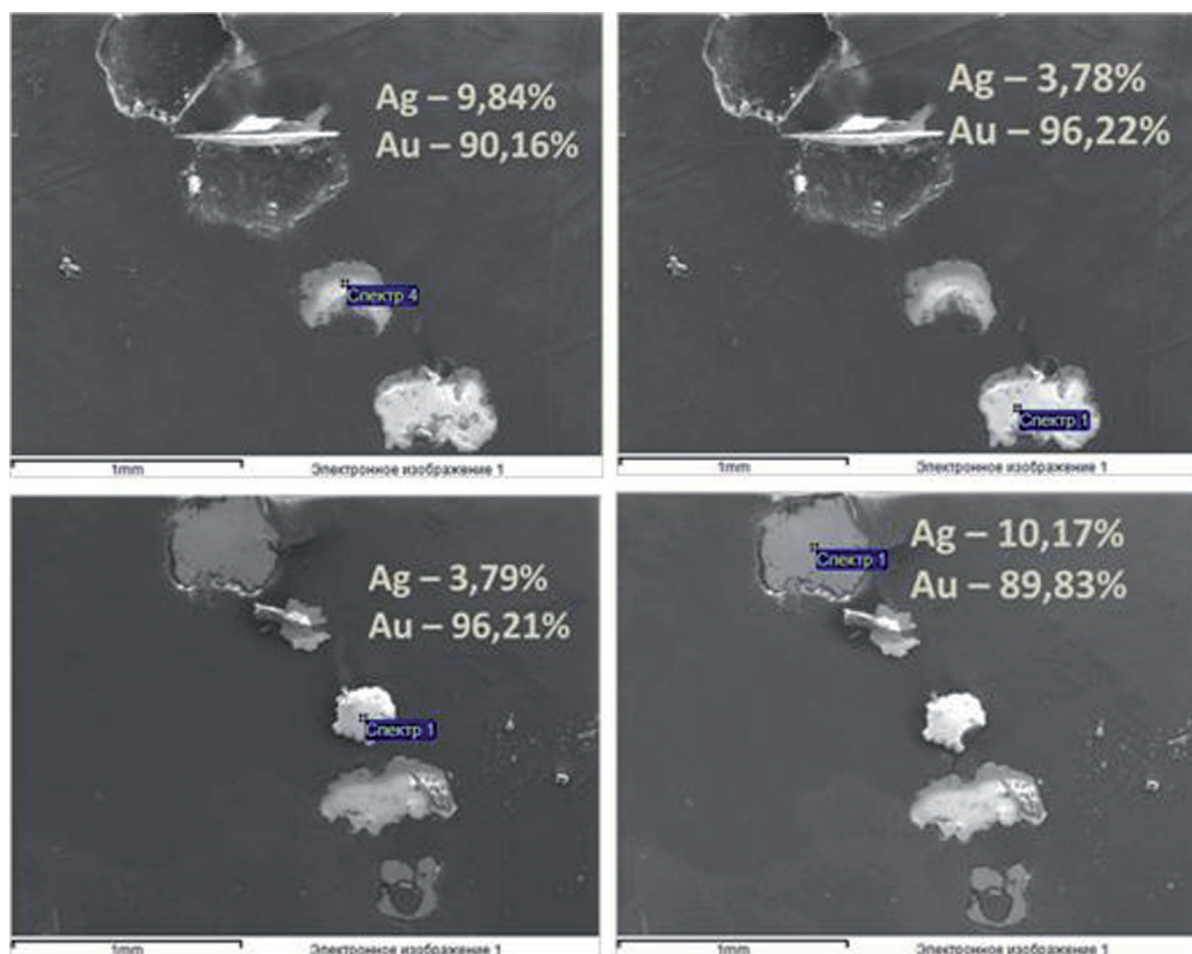


Рис. 2. РЭМ изображение знаков золота с обозначением точек микрозондового анализа.

В качестве экзогенных источников рассматривают красноцветные грубообломочные толщи пермского возраста.

Результаты исследований выполнены на оборудовании геологического факультета и Центра коллективного пользования научным оборудованием Воронежского государственного университета <https://ckp.vsu.ru>.

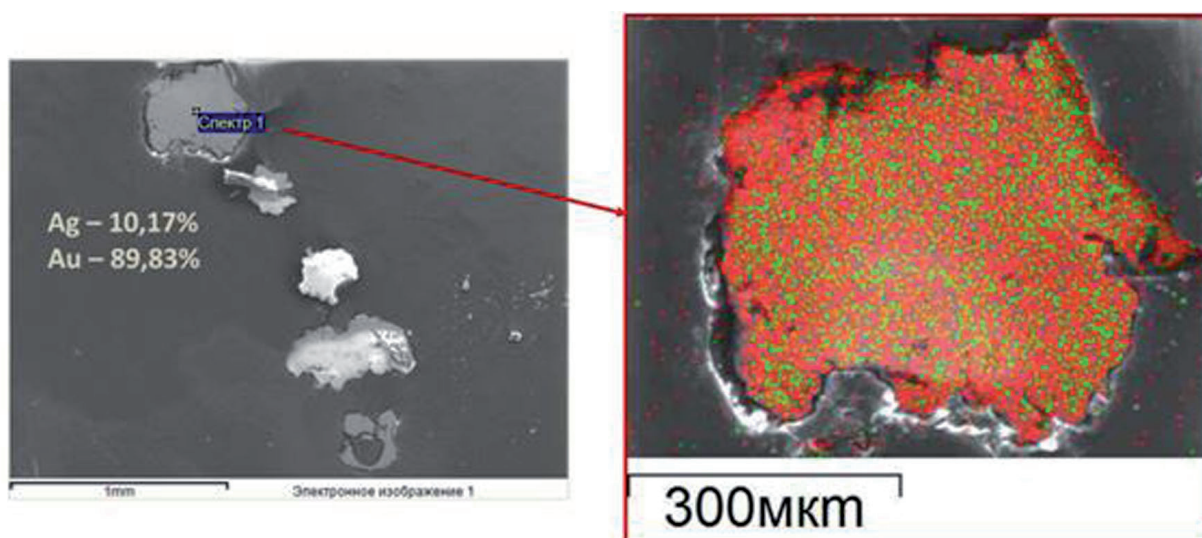


Рис. 3. РЭМ изображение картирования знака золота по двум элементам: красный цвет – золото, зеленый – серебро.

Литература

1. Ваганов П.Н., Борисенко А.Ю. Россыпное золото Республики Адыгея // Геология и минерально-сырьевая база Северного Кавказа. Материалы IX международной научно-практической конференции. Ессентуки. 2000. С. 518–519.
2. Ваганов П.Н., Борисенко А.Ю. Проявленность поисковых критериев и признаков золоторудного процесса в пределах Белореченской площади Республики Адыгея // Геология и минерально-сырьевая база Северного Кавказа. Материалы IX международной научно-практической конференции. Ессентуки. 2000. С. 507–509.
3. Волкодав И.Г. Золотые россыпи Адыгеи // Вестник Адыгейского государственного университета. 2005. С. 46–50.
4. Газеев В.М., Корсаков С.Г., Шаевский В.И., Гурбанов А.Г., Борисовский С.Е. Типоморфизм россыпных золотин Северного Кавказа // Вестник Владикавказского научного центра. 2012. Т. 12. № 1. С. 32–40.

МИНЕРАЛОГИЯ ПЕГМАТИТОВОГО ТЕЛА МУРКИАНМЯКИ (ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ)

Лебеденко А.В., Ветрова М.Н.

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, st068736@student.spbu.ru

Введение

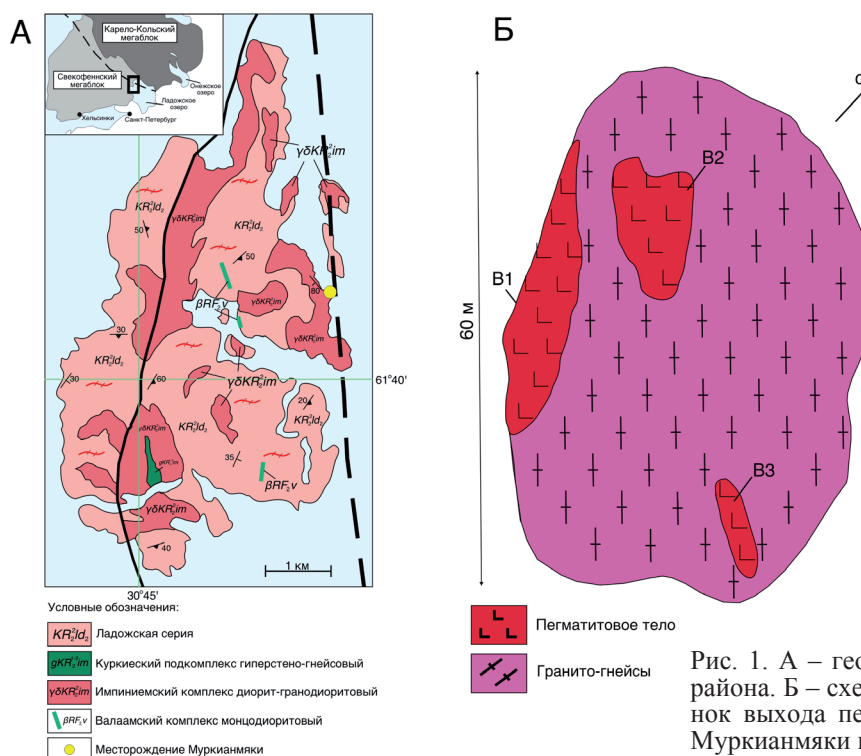
Данная работа посвящена изучению минеральных ассоциаций пегматитового тела. Пегматитовое тело уникально по своему минеральному составу, по наличию гигантских кристаллов драгметаллов. Работа является первым минералогическим описанием тела Муркианмяки с использованием современных методов.

Материалы и методы

В ходе исследования были изучены образцы пород с пегматитового тела Муркианмяки, расположенного в восточной части острова Риеккалансаари на берегу Ладожского озера в Сортавальском районе (Южная Карелия, Россия). Образцы были отобраны автором во время полевого сезона 2021 года из разных зон тела. Исследования были выполнены с использованием аналитических возможностей ресурсных центров СПбГУ «Геомодель» и «Рентгенодифракционные методы исследования с помощью микроскопа Leica DM4500 P LED, рентгеновского дифрактометра MiniFlex II, электронного сканирующего микроскопа с приставками Hitachi S-3400, спектрометра Horiba Jobin-Yvon LabRam HR800.

Описание пегматитового тела Муркианмяки

Пегматитовое тело Муркианмяки располагается в пределах Импиниевского диорит-гранитового комплекса (рис. 1 А) по направлению гнейсовидности вмещающих пород. Видимый выход составляет 60×40 м. В настоящее время эрозионный срез обнажает три выхода (рис. 1 Б) пегматитового тела видимой мощностью до 3 и протяженностью до 30 метров. Выходы В1 и В3 представ-



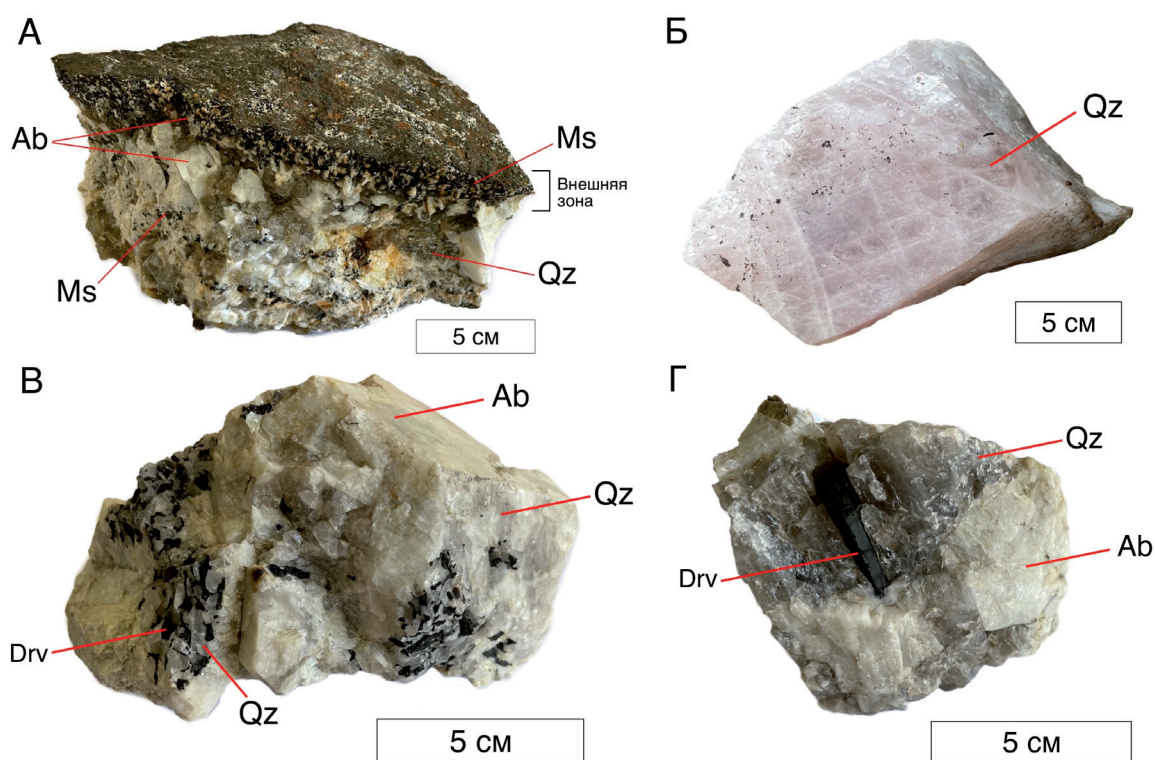


Рис. 2. А – образец с контакта блоковой и внешней зон пегматита; Б – мономинеральный образец из кварцевого ядра; В, Г – образцы из блоковой зоны пегматита. Ab – альбит, Ms – мусковит, Qz – кварц, Drv – дравит.

ляют собой стенки выработки, поскольку месторождение разрабатывалось на керамическое сырье в 1930-е годы (Борисов, 2007). Пегматитовое тело дифференцированное: выделяются мелкозернистая аплитовая зона (внешняя) мощностью первые десятки сантиметров, блоковая зона (мощность более 5 м), зона графических сростаний, кварцевое ядро видимой мощностью 1.5 метра.

Мелкозернистая аплитовая (внешняя) зона

Данная зона сложена мелкозернистыми агрегатами, состоящими из бесцветного кварца, белого микроклина и альбита, биотита черного цвета, размер выделений не более 3 мм (рис. 2 А). Мощность этой зоны составляет 1–1.5 см, иногда встречаются заливы до 3 см в блоковую зону. Ориентировка темноцветных минералов перпендикулярна контакту с вмещающей породой.

Блоковая зона

Зона представлена крупными кристаллами кварца, микроклина, альбита, олигоклаза, анортоклаза, минералов группы турмалина (дравит, шерл) и мусковита. Микроклин и альбит образуют крупные кристаллы неправильной формы, размером более 5 см, белого и бежевого цвета (рис. 2 В, Г). Кварц слагает сливные массы размером 5–7 см серого и белого цветов (рис. 2 В, Г). Минерал сильно трещиноват и содержит большое количество газовой-жидких включений.

Минералы группы турмалина имеют черный цвет и представлены преимущественно дравитом. Встречаются в виде столбчатых кристаллов в сливном кварце, размером до 40 см в длину (рис. 2 Г). Также дравит образует ксеноморфные выделения в полевом шпате (рис. 3). Хорошо проявлена вертикальную штриховку на гранях. Помимо этого, присутствуют эвтектические сростания турмалина и кварца (рис. 2 В).

Также в блоковой зоне присутствует слюда, представленная мусковитом (рис. 3). Минерал встречается в двух морфологических типах. Первая представлена крупными вытянутыми до 10 см и пластинчатыми кристаллами почти черного цвета с совершенной спайностью. Второй морфологический тип мусковита представлен мелкими чешуйчатыми агрегатами черного, желтого и желто-зеленого цветов. Минерал образует восточки в полевом шпате.

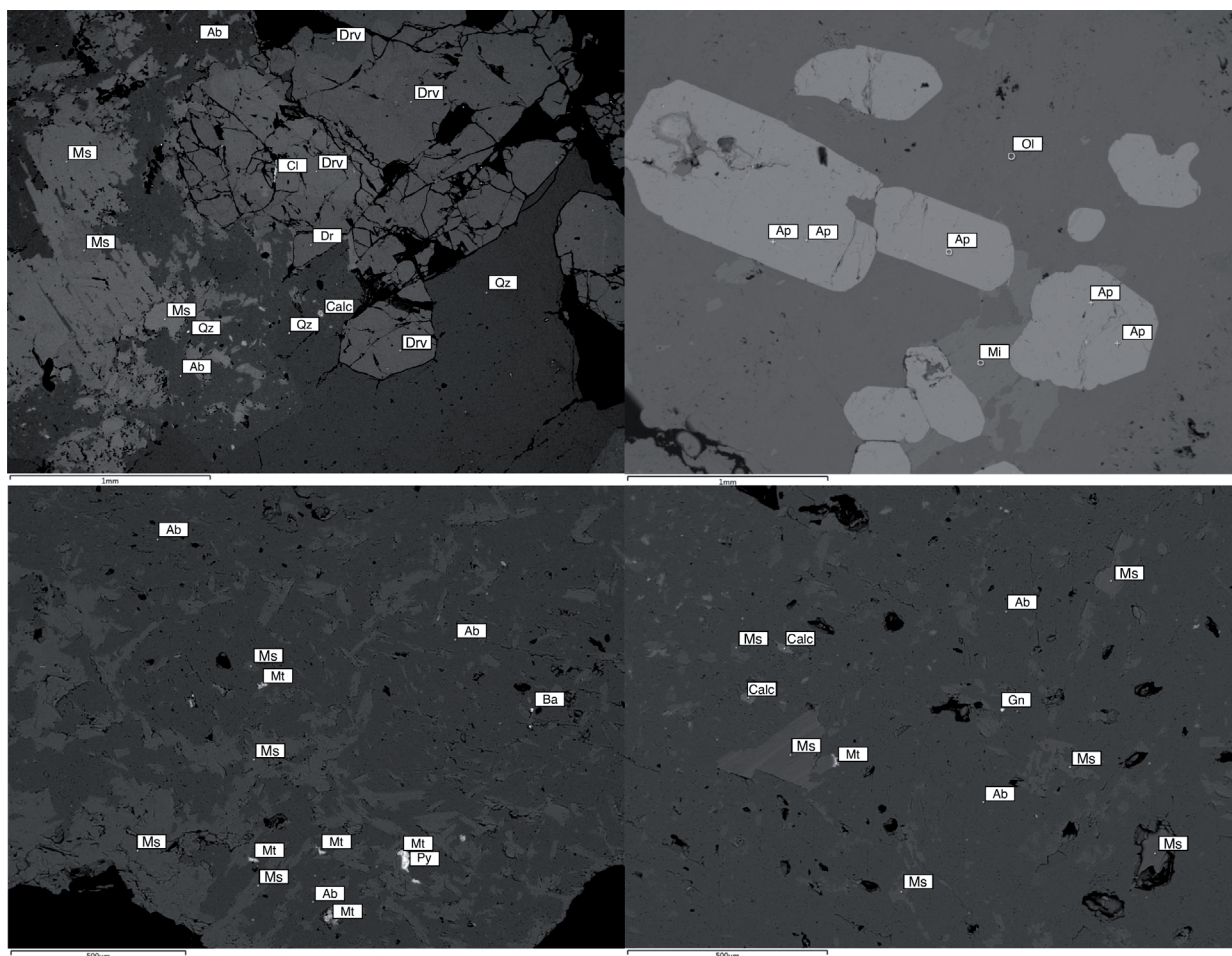


Рис. 3. Изображения блоковой зоны в обратно-рассеянных электронах: Ab – альбит, Ms – мусковит, Qz – кварц, Drg – дравит, Ol – олигоклаз, Ap – апатит, Cl – клинохлор, Mt – магнетит, Ba – барит, Py – пирит, Calc – кальцит, Mi – микроклин.

Кварцевое ядро

Ядро пегматитового тела представлено мономинеральным кварцем разного цвета: серого, белого, розового, фиолетового (рис. 2 Б). Цвет кварца в ядре распределен неравномерно, пятнисто, закономерности в распределении окраски не выявлено.

Результаты и их обсуждение

Химический состав минералов был определен с помощью энергодисперсионного электронно-зондового микроанализа. На рисунке 3 представлены изображения блоковой зоны пегматитового тела в обратно-рассеянных электронах. Результаты представлены в таблице 1.

По результатам энергодисперсионного электронно-зондового микроанализа состав турмалинов преимущественно соответствует дравиту с высоким содержанием титана (от 0.07 до 0.18 формульных единиц). Расчет проводился на 6 катионов. Расчет Fe^{2+} и Fe^{3+} проводился по дефициту заряда. Турмалины относятся к щелочной группе, гидроксильной разновидности. Диагностика дравита, альбита и мусковита подтверждается рентгенофазовым анализом.

Включения в кварце из ядра пегматитового тела преимущественно газово-жидкие, также присутствуют и твердые. Для первых в качестве жидкой фазы характерна вода, разной степени солености. Газовая фаза представлена H_2 , CH_4 , N_2 , CO_2 . Твердые включения в образцах кварца были найдены лишь в единичных зернах и представлены альбитом, кальцитом и мусковитом. Состав включений для разноокрашенного кварца представлен в таблице 2 (<https://truff.info/>).

Таблица 1. Химический состав (мас. %) и кристаллохимические коэффициенты породообразующих минералов пегматитового тела Муркианьяки.

| Компоненты | Полевые шпаты | | | Слюды | | | Турмалины | | |
|------------------------------------------|---------------|-------|-------|-------|-------|-------|-----------|-------|-------|
| | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 |
| SiO ₂ | 68.80 | 65.85 | 69.17 | 46.81 | 47.92 | 47.85 | 38.69 | 36.63 | 36.77 |
| Al ₂ O ₃ | 19.96 | 21.10 | 19.37 | 34.73 | 39.07 | 34.57 | 34.95 | 31.66 | 33.99 |
| TiO ₂ | – | – | – | 0.91 | – | 0.79 | 0.90 | 1.43 | 0.61 |
| FeO | – | – | – | 1.34 | – | 1.53 | 7.59 | 7.85 | 8.39 |
| MgO | – | – | – | 0.64 | – | 0.81 | 5.92 | 5.75 | 4.74 |
| NaO | 10.63 | 9.31 | 10.87 | 0.27 | 0.39 | 0.33 | 1.71 | 1.86 | 1.65 |
| CaO | 0.63 | 2.25 | 0.17 | – | – | – | 0.34 | 0.69 | 0.31 |
| K ₂ O | – | 0.29 | – | 10.67 | 10.99 | 11.08 | – | – | – |
| Сумма | 100.02 | 98.80 | 99.58 | 95.37 | 98.37 | 96.96 | 90.10 | 85.87 | 86.46 |
| Кристаллохимические коэффициенты (ф. ед) | | | | | | | | | |
| | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 |
| Si | 3.04 | 2.95 | 3.05 | 3.11 | 3.06 | 3.13 | 6.00 | 6.00 | 6.00 |
| Al | 1.04 | 1.11 | 1.01 | 2.72 | 2.94 | 2.67 | 6.39 | 6.11 | 6.54 |
| Ti | – | – | – | 0.05 | – | 0.04 | 0.10 | 0.18 | 0.07 |
| Fe ²⁺ | – | – | – | 0.07 | – | 0.08 | 0.91 | 0.91 | 1.14 |
| Fe ³⁺ | – | – | – | – | – | – | 0.08 | 0.16 | – |
| Mg | – | – | – | 0.06 | – | 0.08 | 1.37 | 1.40 | 1.15 |
| Na | 0.91 | 0.81 | 0.93 | 0.30 | 0.05 | 0.04 | 0.51 | 0.59 | 0.52 |
| Ca | 0.07 | 0.11 | 0.01 | – | – | – | 0.06 | 0.12 | 0.05 |
| K | – | 0.02 | – | 0.90 | 0.90 | 0.93 | – | – | – |
| BO ₃ | – | – | – | – | – | – | 3.00 | 3.00 | 3.00 |
| ОН | – | – | – | – | – | – | 4.00 | 4.00 | 4.00 |

Таблица 2. Состав включений из кварцевого ядра пегматитового тела Муркианьяки.

| Вид кварца | H ₂ | CH ₄ | CO ₂ | N ₂ | H ₂ O | Альбит | Кальцит | Мусковит |
|------------------|----------------|-----------------|-----------------|----------------|------------------|--------|---------|----------|
| Розовый кварц | + | + | + | + | + | + | | |
| Фиолетовый кварц | + | + | | + | + | | | |
| Серый кварц | + | + | + | + | + | | + | + |

С помощью энергодисперсионного электронно-зондового микроанализа были также определены следующие аксессуарные минералы, встречающиеся в основном в блоковой зоне пегматитового тела: фторапатит, Се-монацит, магнетит, кальцит, пирит, галенит, барит.

Благодарность

Автор выражает благодарность сотрудникам кафедр минералогии и кристаллографии Института наук о Земле СПбГУ и работников ресурсных центров СПбГУ: Е.Н. Перову, Н.И. Пономареву, Н.В. Платонову, Н.С. Власенко, В.Н. Бочарову.

Литература

1. Борисов И.В. Научная справка: Техногенно-природные ландшафты выработок кварца и полевого шпата «Муркианьяки-Петромяки на о. Риеккалансаари. Сортавала. Региональный музей Северного Приладожья. 2007. 11 с.
2. <https://ruff.info/>.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ АНТОФИЛЛИТА ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ ИЗ МЕТАГАББРОНОРИТОВ БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Лезжов А.М., Азимов П.Я.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, ArsenyLez@gmail.com

Введение

Антофиллит относится к ромбическим Fe-Mg-амфиболам и характерен для высокомагнезиальных метаморфических и метасоматических пород. По экспериментальным данным поле устойчивости антофиллита в модельной системе $MgO-SiO_2-H_2O$ ограничено интервалом температур от 550 до 800 °С и давлениями не выше 10–12 кбар при высокой активности воды (Chernosky et al., 1985).

Однако в Беломорской провинции (БП) Фенноскандинавского щита известны метаморфизованные высокомагнезиальные дваамфиболовые породы комплекса лерцолитов-габброноритов (Салье и др., 1985). Для парагенезиса $Hbl + Ath + Opx + Grt + Bt$ в подобных породах определены давления 16–21 кбар и температуры ~ 700–800 °С (Азимов и др., 2019). Такое несоответствие потребовало более тщательного изучения условий образования и области стабильности антофиллита в метагабброноритах БП.

Геологическая позиция и петрография антофиллитсодержащих пород

В архейские, неоднократно метаморфизованные, породы Беломорской провинции в начале палеопротерозоя (2.45–2.40 млрд. лет назад) внедрились интрузии комплекса лерцолитов-габброноритов (Stepanova et al., 2022). Позднее в ходе Лапландо-Кольской коллизии (1.95–1.87 млрд. лет) (Daly et al., 2006) все породы БП подверглись высокоградному метаморфизму и сильным деформациям.

В породах данного комплекса антофиллит встречен в метаморфизованных высокомагнезиальных оливиновых габброноритах. Мы изучили его в породах Амбарнского (1.5 × 2 км) (Stepanova et al., 2022) и Вуатваракского (0.3 × 0.5 км) (Zakharov et al., 2019) массивов. Оба массива расположены на контакте Чупинского и Хетоламбинского тектонических покровов, выделенных Ю.В. Миллером (Миллер, Милькевич, 1995). В породах обоих массивов сохраняются реликты магматических минералов и присутствуют новообразованные метаморфические минералы.

В породах можно выделить ранние, пиковые и регрессивные метаморфические парагенезисы. К ранним парагенезисам относятся двупироксеновые короны, возникающие при реакции плагиоклаза и оливина (Сальникова и др., 2022), а также гранатовые каймы, развивающиеся между плагио-

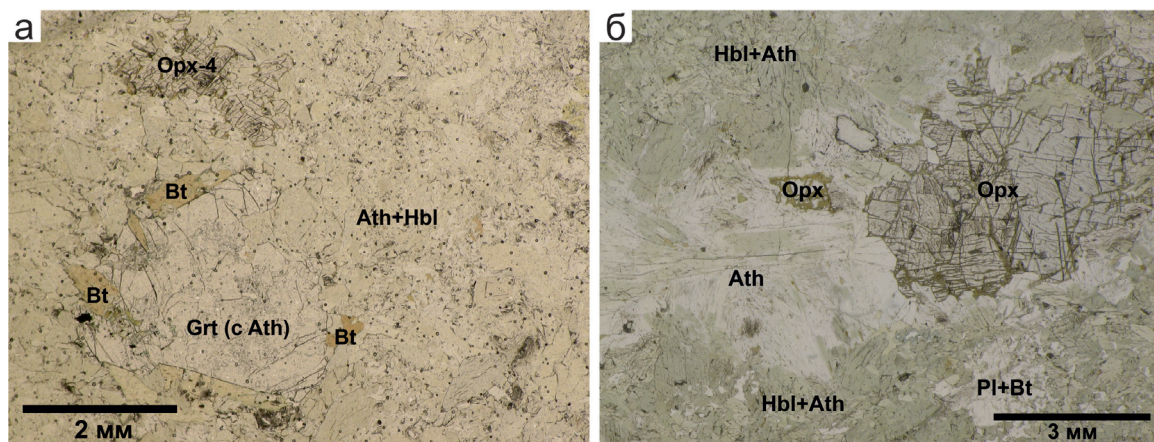


Рис. 1. Микрофото метагабброноритов с антофиллитом (без анализатора): а – пиковый антофиллитсодержащий парагенезис $Hbl + Ath + Opx + Grt + Bt$ (Вуатваракский массив); б – радиально-лучистый агрегат антофиллита регрессивной стадии из метагабброноритов, замещающий ортопироксен (Амбарнский массив).

клазом и ортопироксеном (в составе ранних кайм и в матрице породы). В ранних парагенезисах антофиллит отсутствует.

Для пикового парагенезиса $\text{Hbl} + \text{Ath} + \text{Orx} + \text{Grt} + \text{Bt}$ в метагабброноритах характерно отсутствие плагиоклаза (рис. 1 а). Основную ткань породы составляет агрегат из бледноокрашенной зеленоватой роговой обманки и бесцветного антофиллита, в котором расположены скелетные кристаллы метаморфического ортопироксена, порфиробласты граната и мелкие зёрна биотита. Равновесные соотношения антофиллита с роговой обманкой и отсутствие признаков взаимного замещения с другими минералами позволяют полагать, что антофиллит парагенетичен с ними.

На регрессивном этапе метаморфизма гранат замещается агрегатом плагиоклаза и биотита. Одновременно за счёт ортопироксена образуется поздняя генерация антофиллита (рис. 1 б).

Химический состав и P–T условия образования антофиллита

Антофиллит пиковой и регрессивной стадий метаморфизма практически не различаются по химическому составу. Магнезиальность антофиллита равна 0.66–0.76. Расчет кристаллохимической формулы (Лосок, 2014) показывает, что позиция А не заполнена ($^{\text{A}}\text{Na} < 0.1$ ф.к.). В позиции В высокие содержания Fe (до 1.55–1.85 ф.к.) и небольшие – Ca (до 0.15 ф.к.), Mn (до 0.04 ф.к.) и Na (до 0.1 ф.к.). В позиции С преобладает Mg (4.1–5.0 ф.к.), а содержания Fe (до 0.5 ф.к.) и Al (до 0.4 ф.к.) невелики. Позиция Т заполнена Si (7.4–8.0 ф.к.) и Al (0.5 ф.к.). Химический состав исследованных антофиллитов отличается от идеализированной формулы в основном присутствием железа. Термодинамическое моделирование поля устойчивости состава антофиллита в системе $\text{MgO}-(\text{FeO})-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ проведено в программе WinTWQ (Berman, 2007) с использованием термодинамической базы данных JUN92 (Berman, 1988). Для моделирования взяты значения $X_{\text{Mg}} = 0.72$ в антофиллите, 0.72 в ортопироксене и 0.76 в оливине, наблюдаемые в реальных метагабброноритах. Для талька, который не обнаружен микронзондовыми исследованиями, принят идеальный состав с $X_{\text{Mg}} = 1$. Результаты моделирования (рис. 2) показывают, что при уменьшении мольной доли магния в антофиллите его поле устойчивости расширяется. Получается, что антофиллит такого состава может быть устойчив при давлениях до 23 кбар и температурах до 800 °С. Уменьшение активности воды сильно сужает поле устойчивости антофиллита и по давлению, и температуре, из чего следует, что флюид, равновесный с пиковым парагенезисом, был существенно водный.

Расчет температуры и давления пикового метаморфизма методом классической термобарометрии в программе PTQuick (Симаков и Доливо-Добровольский, 2009) выполнен для минералов, парагенетичных с антофиллитом. По $\text{Bt}-\text{Orx}$ (Sengupta et al., 1990), $\text{Grt}-\text{Bt}$ (Holdaway, 2000), $\text{Grt}-\text{Orx}$ (Harley, 1984 а) термометрам, а также по $\text{Grt}-\text{Orx}$ (Harley & Green, 1982; Harley, 1984 б) барометру получены значения температур и давлений в диапазонах 660–770 °С и 12–23 кбар, соответствующие условиям формирования $\text{Hbl} + \text{Ath} + \text{Orx} + \text{Grt} + \text{Bt}$ парагенезиса. Большинство рассчитанных точек попадают в поле устойчивости реального антофиллита из метагабброноритов (рис. 2). Нахож-

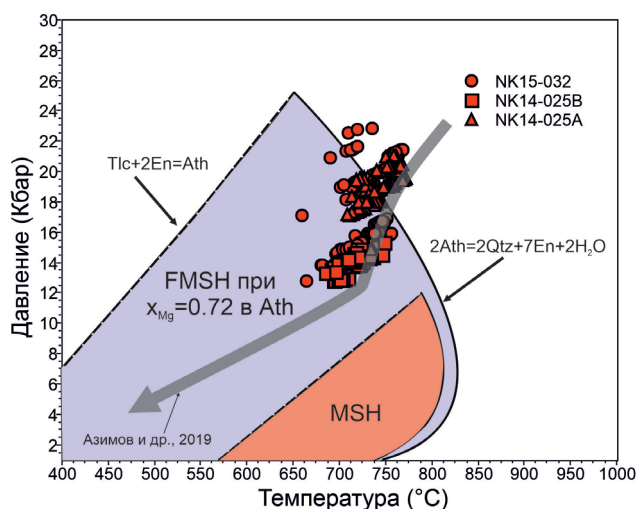


Рис. 2. Сравнение результатов термодинамического моделирования поля устойчивости антофиллита в программе winTWQ (Berman, 2007) с использованием термодинамической базы данных JUN92 (Berman, 1988) с рассчитанными в программе PTQuick значениями давлений и температур (красные точки). Серой стрелкой обозначен регрессивный тренд метаморфизма габброноритов Вуатваракского и Йокиваракского массивов (Азимов и др., 2019).

дение части точек за пределами поля можно объяснить либо погрешностью методов, либо влиянием на устойчивость антофиллита прочих примесей – алюминия и натрия, не учтённых в наших расчётах. Определение условий образования антофиллита из регрессивных парагенезисов оказывается невозможным из-за неравновесных соотношений минералов и отсутствия граната в составе регрессивных парагенезисов. Поэтому его условия формирования можно оценить по регрессивному тренду (рис. 2), построенному по породам в краевой части массива Вуатваракка (Азимов и др., 2019).

Результаты наших исследований показывают, что антофиллит может быть устойчив и при высоких давлениях. Антофиллит в составе пикового метаморфического парагенезиса в метагабброноритах Беломорской провинции Фенноскандинавского щита сформировался при давлениях 12–23 кбар и температурах 660–770 °С.

Работа выполнена в рамках темы НИР ИГГД РАН № FMUW-2022-0002.

Литература

1. Азимов П.Я., Бабарина И.И., Серебряков Н.С. Высокобарные минеральные парагенезисы в палеопротерозойских метагабброноритах массивов Вуатваракка и Йокиваракка (Чупинский парагнейсовый пояс, Беломорская провинция Фенноскандинавского щита) // Физико-химические факторы петро- и рудогенеза: новые рубежи. Тезисы конф. М. Изд-во: ИГЕМ РАН. 2019. С. 10–14.
2. Бабарина И.И., Степанова А.В., Азимов П.Я., Серебряков Н.С. Неоднородность переработки фундамента в палеопротерозойском Лапландско-Кольском коллизионном орогене, Беломорская провинция, Фенноскандинавского щита // Геотектоника. 2017. № 5. С. 3–19. DOI: 10.7868/S0016853X17050022.
3. Салье М.Е., Бутузов С.С., Душейко С.И. и др. Геология и пегматитоносность беломорид. Л. Изд-во: Наука. 1985. 248 с.
4. Егорова С.В. Палеопротерозойские габбронориты Беломорской и Карельской провинций Фенноскандинавского щита: сравнительный анализ состава, условий формирования и метаморфических преобразований: автореф. дис. к.г.-м.н. М. Изд-во: ИГЕМ РАН. 2017. 23 с.
5. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и её соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.
6. Сальникова Е.Б., Степанова А.В., Азимов П.Я. и др. История формирования коронитовых метагабброноритов Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: результаты U-Pb (ID-TIMS) датирования циркон-бадделеитовых агрегатов с помощью дискретной химической абразии // Петрология. 2022. (Принята в печать).
7. Симаков С.К. и Доливо-Добровольский Д.В. Компьютерная программа PTQuick. Версия 1.4. 2009. URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/ptquick>.
8. Степанов В.С. Основной магматизм докембрия западного Беломорья. Л. Изд-во: Наука. 1981. 216 с.
9. Berman R.G. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O–K₂O–CaO–MgO–FeO–Fe₂O₃–Al₂O₃–SiO₂–TiO₂–H₂O–CO₂ // J. Petrol. 1988. V. 29. P. 445–522. DOI: 10.1093/petrology/29.2.445.
10. Berman R.G. winTWQ (version 2.3): A software package for performing internally-consistent thermobarometric calculations. Geol. Surv. Canada, Open File 5462 (revised). 2007. DOI: 10.4095/223228.
11. Chernosky J.V., Day H.W., Caruso L.J. Equilibria in the system MgO–SiO₂–H₂O: experimental determination of the stability of Mg-anthophyllite // Amer. Mineral. 1985. V. 70. P. 223–236.
12. Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J. The Lapland-Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // Geol. Soc. London Mem. 2006. V. 32. P. 561–578. DOI: 10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.35.
13. Harley S.L., Green D.H. Garnet-orthopyroxene barometry for granulites and peridotites // Nature. 1982. V. 300. P. 697–701. DOI: 10.1038/300697a0.
14. Harley S.L. An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene // Contrib. Mineral. Petrol. 1984a. V. 86. P. 359–373. DOI: 10.1007/BF01187140.
15. Harley S.L. The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂ and CaO–FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂ // J. Petrol. 1984b. V. 25. P. 665–696. DOI: 10.1093/petrology/25.3.665.
16. Holdaway M.J. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer // Amer. Miner. 2000. V. 85. P. 881–892. DOI: 10.2138/am-2000-0701.
17. Sengupta P., Dasgupta S., Bhattacharya P.K., Mukherjee M. An orthopyroxene-biotite geothermometer and its application in crustal granulites and mantle-derived rocks // J. Metamorphic Geol. 1990. V. 8. P. 191–197. DOI: 10.1111/j.1525-1314.1990.tb00465.x.

18. Stepanova A.V., Stepanov V.S., Larionov A.N. et al. Relicts of Paleoproterozoic LIPs in the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield: barcode reconstruction for a deeply eroded collisional orogen // *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 2022. V. 518. P. 101–128. DOI: 10.1144/SP518-2021-30.
19. Zakharov D.O., Bindeman I.N., Serebryakov N.S. et al. Low $\delta^{18}\text{O}$ rocks in the Belomorian belt, NW Russia, and Scourie dikes, NW Scotland: A record of ancient meteoric water captured by the early Paleoproterozoic global mafic magmatism // *Precambr. Res.* 2019. V. 333. P. 1–15. DOI: 10.1016/j.precamres.2019.105431.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ И ПАЛЕОФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ МИКРОБИАЛИТОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Лютиков А.В., Медведев П.В.

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Andrew-Greener@yandex.ru; pmedved@krc.karelia.ru

Микробиалиты — это биогенно-осадочные отложения, образованные комплексом процессов при участии микробиальных сообществ (Burne, Moore, 1987). Они имеют самую продолжительную летопись в истории Земли нежелезная-то другая группа фоссилий (Riding, 1991). В России основная часть палеопротерозойских микробиалитов (строматолитов и онколитов) описана в восточной части Фенноскандинавского щита. Наличие уникальных местонахождений и хорошая сохранность микробиальных построек обеспечивают возможность их детального изучения.

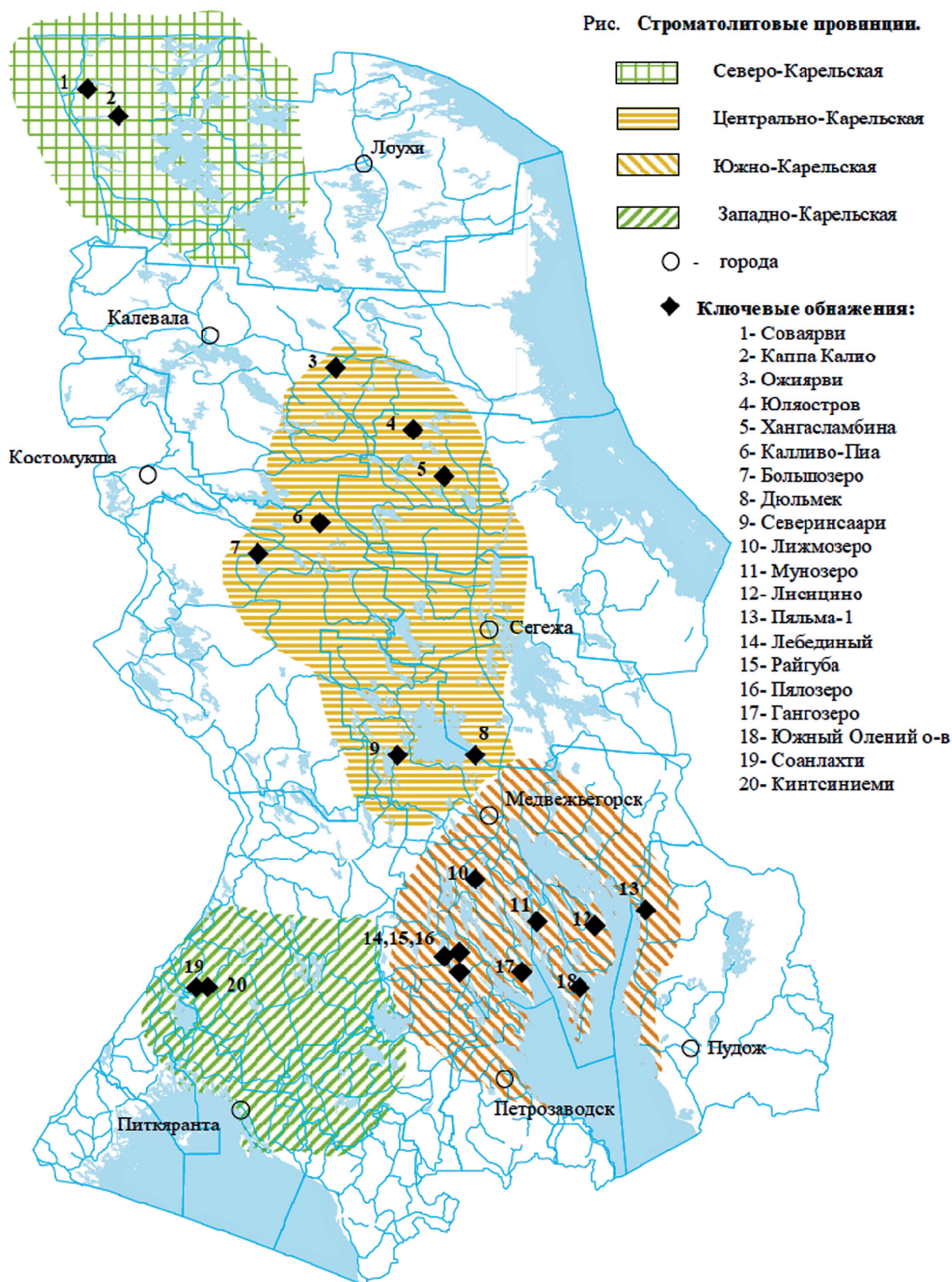
Актуальность исследований связана с проблемой изучения ранних этапов становления жизни на Земле и ее следов, сохранившихся в виде микробиальных построек в горных породах палеопротерозойского возраста, а так же оценкой возможностей использования микробиалитов для целей стратиграфии в типовой местности развития нижнепротерозойских образований Фенноскандинавского щита — Карельском кратоне.

В настоящее время строматолитами (от греч. *stroma* – ковер, *lithos* – камень) называются прикреплённые к субстрату карбонатные, реже кремнистые ископаемые постройки, возникавшие в результате жизнедеятельности цианобактерий, обитавших в водных бассейнах, а также сложных осадочных процессов (Riding, 2000). Цианобактерии первыми на планете овладели процессом фотосинтеза и в результате своей жизнедеятельности насыщали земную атмосферу кислородом. Обычно строматолиты хорошо выделяются на выветрелых поверхностях пласта и без труда узнаются геологами.

На территории современного Фенноскандинавского щита экспансия строматолитов в палеопротерозое произошла после гуронского оледенения (2.4–2.3 млрд. лет назад) и, по-видимому, связана с основной фазой развития внутриконтинентальных рифтов и формированием нескольких карбонатных платформ (Melezhik & Hanski, 2013). Палеогеографически это совпадает с широким распространением мелководных бассейнов доломитонакопления. Хотя эти бассейны развивались в двух разных палеотектонических обстановках: мелководные карбонатные платформы и многочисленные рифтовые озера, строматолиты обильно представлены в обеих из них (McLoughlin et al., 2013). Примерами являются окаймлённый карбонатный шельф (зеленокаменный пояс Каликс на западе Финляндии), карбонатная толща рифтового озера (куэтсъярвинская свита Печенги) и мелководная эвапоритовая карбонатная платформа Онежского палеобассейна (Карелия), где микробиалиты и в, частности, строматолиты наиболее обильны и разнообразны, образуя устойчивые ассоциации построек в разрезе карбонатной толщи ятулия возрастом около 2.1 млрд. лет. Выявленная стратиграфическая приуроченность ряда микробиальных ассоциаций, главная роль в которых отводится строматолитам, дает возможность достаточно детального расчленения ятулийских карбонатных толщ и прослеживания их на значительные расстояния (Макарихин, Кононова, 1983; Макарихин, Медведев, Рычанчик, 2007).

Оценивая латеральное распространение изученных микробиалитов, выделяются 4 основных провинции, в каждой из которых намечены ареалы отдельных микробиалитовых ассоциаций (рис. 1).

1. Южно-карельская провинция, охватывающая острова Онежского озера и территорию, прилегающую к нему с запада и северо-запада. Здесь описаны наиболее полные разрезы карбонатного ятулия, позволяющие выделить 6 биостратиграфических подразделений (Сацук и др., 1988). В соответствии с действующим кодексом (Стратиграфический кодекс России, 2019) каждое из них должно квалифицироваться в ранге провинциальной зоны (лоны), т. е. слоев, содержащих характерные сообщества окаменелостей. Латеральное распространение зон определяет границы палеобиогео-



ографической провинции. Особо здесь выделяется доломитовый разрез на Южном Оленьем острове (18) со строматолитами: *Butinella boreale*, *Calevia olenica*, *Stratifera ordinate*, *Klimetia marginata* и др. Толща, содержащая эти окаменелости (слои с *Butinella*) прослеживается более чем на 100 км.

2. Западно-карельская провинция – районы северного Приладожья, включая ряд прилегающих с северо-запада участков на территории Финляндии. Ключевой разрез обнажен на восточ-

ном побережье оз. Малое Янис-Ярви (19, 20). В доломитах определены строматолиты: *Omachtenia kintsiensis*, *Colonnella carelica*, *Stratifera janisjarvica*.

3. Центрально-карельская провинция. Занимает по площади значительную часть территории, имея относительно небольшое количество местонахождений с окаменелостями. Границы провинции достаточно условны. Наиболее богатый строматолитами разрез описан на острове Дюльмек, оз. Сегозеро (8). Здесь собрано 2 вида *Segosia* и *Djulmekella djulmekensis*.

4. Северо-карельская провинция выделена по ряду местонахождений с проблематичными строматолитами, нуждающимися в более точной идентификации. Это обнажения по берегам озер Паанаярви (2), Соваярви (1), Кукаозеро, а также ряд соседних доломитовых выходов на территории Мурманской области и Финляндии.

Совместно с сотрудниками лаб. изотопной хемотратиграфии и геохронологии осадочных пород ИГГД РАН определен геохимический состав (содержания Mn, Fe и Sr) и Sr-изотопная характеристика карбонатных микробиалитов палеопротерозойского возраста в трех удаленных разрезах: тулоозерской свиты Онежского прогиба Карелии, коласойкской свиты Печенгского зеленокаменного пояса и умбинской свиты Имандра-Варзугского пояса (Кольский полуостров). Выявлена Sr изотопная специфика карбонатных микробиалитов, сформированных в морских, лагунных и озерных обстановках. Различие значений отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этих карбонатах хорошо согласуется с палеофациальными реконструкциями.

На Карельском кратоне палеопротерозойские микробиалиты и в, частности, строматолиты формировались в условиях мелководной эвапоритовой карбонатной платформы Онежского палеобассейна, где они наиболее обильны и разнообразны, образуя устойчивые ассоциации построек в разрезе карбонатной толщи ятулия возрастом около 2.1 млрд. лет.

Большинство из ассоциаций микробиалитов имеют достаточно ограниченные ареалы, не выходящие за пределы контуров палеобассейнов или каких-то их участков. Тем не менее, отдельные микробиалиты могут быть прослежены на территории Карельского кратона достаточно далеко.

Представляется перспективным провести сравнительное изучение, в первую очередь, раннепротерозойских сообществ Финляндии и Карелии. Уже сейчас можно говорить об элементах сходства, например, некоторых построек Рантамаа и Соанлахти

В настоящее время проводится изучение кернового материала скважин. В ряде случаев выявляются новые микробиалиты. Это позволяет существенно пополнить таксономический состав, а также уточнить контуры провинций.

МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГРИДИНСКОГО ЭКЛОГИТСОДЕРЖАЩЕГО КОМПЛЕКСА

Максимов О.А.

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, olemaximov@mail.ru

Беломорская провинция Фенноскандинавского щита относится к числу типичных полиметаморфических докембрийских подвижных поясов (Глебовицкий и др., 1996). Она сложена преимущественно архейскими субдукционно-аккреционными и коллизионными комплексами, испытавшими неоднократные проявления интенсивных деформаций и метаморфизма повышенных и умеренных давлений (Слабунов, 2008). Преобразование беломорских пород началось в мезоархее и завершилось в палеопротерозое (Володичев, 1990; Глебовицкий и др., 1996; Слабунов и др., 2021). Среди пород Беломорской провинции широко распространены архейские амфиболиты и палеопротерозойские мафитовые дайки, некоторые из них содержат реликты минеральных парагенезисов эклогитового метаморфизма (Слабунов и др., 2021 и ссылки в ней).

Важным объектом распространения эклогитов является Гридинский комплекс в восточной части Беломорской провинции. Он состоит из двух контрастных по составу компонентов: мигматизированных тоналит-грандземит-гранодиоритовых гнейсов и заключенных в них будинированных тел амфиболитов, эклогитов, пироксенитов, цоизититов и метаморфизованных габброидов. Гридинский комплекс сечется палеопротерозойскими (2.45–2.12 млрд лет) дайками габброидов, часть которых также эклогитизированы (Balagansky et al, 2019).

На основе геологических и петрологических данных установлена полиметаморфическая история преобразования эклогитов и их пород-спутников (цоизититов и гранатовых ортопироксенитов). В эклогитах фиксируется два высокобарных события: раннее – по омфациит-гранатовому парагенезису в центральной части крупных порфиробластов граната и включениям в цирконе; поздний – по парагенезису $Grt+Omp+Rt\pm Ky\pm Qz$ (сокращения минералов по Whitney, Evans, 2010; Volodichev et al., 2021, Слабунов и др., 2021). Гранатовые ортопироксениты и цоизититы содержат высокобарные парагенезисы $Grt+Opx+Qz+Rt$ и Zo , условия формирования которых близки с эклогитами.

В результате сопоставления термобарометрических и геохронологических данных получены три P-T-t тренда для метаморфических преобразований эклогитов, а также общий тренд для цоизититов и гранатовых ортопироксенитов. Они характеризуются движением по часовой стрелке (рис.), что типично для эклогитов орогенного (коллизионного) и субдукционного метаморфизма (Лиханов, 2020).

Ранний этап эклогитового метаморфизма-I происходил в архейское время около 2.7 млрд лет назад, что доказывается находками метаморфических цирконов архейского возраста в полосчатых и однородных эклогитах Столбихи (Volodichev et al., 2021; Balagansky et al, 2019), а также эклогитах Самылино. После высокобарного этапа (около 2.68 млрд лет) эклогиты-I испытали ретроградный метаморфизм в условиях гра-



Рис. P-T-t тренды эволюции метаморфизма пород Гридинского комплекса (цифрами обозначены стадии метаморфического преобразования пород; зеленый и красный тренды соответствуют эклогиту-I и эклогиту-II о. Столбихи; оранжевый тренд – гранатовые ортопироксениты и цоизититы).

нулитовой фации с образованием симплектитовых структур, реликты которых сохранились в центральных частях некоторых гранатов. В это же время происходит дезинтеграция крупных тел эклогитов и внедрение гранитоидных жил с возрастом 2.68 млрд. лет (Balagansky et al, 2019).

Поздние эклогиты-II имеют ретроградный тренд преобразования по часовой стрелке с пиком эклогитового метаморфизма около 1.9 млрд. лет и последующими метаморфическими изменениями в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. Данный тренд хорошо согласуется с минералогическими признаками наложенных процессов метаморфизма, проявленных в зональных зернах граната с изменением от центра к краю состава минеральных включений (Центр: Di-Pl → Промежуточная зона: Ompr → Край: Di-Pl), а также наличием включений ранних Di-Pl симплектитов в поздних монокристаллах омфациита. Дополнительным критерием служат вариации содержания пиропового (20–25 % → 27–30 % → 22–24 %) и гроссулярового (20–22 % → 19–23 % → 22 %) компонентов граната, указывающие на смену раннего проградного этапа последующим ретроградным метаморфизмом в эклогитах.

Давления и температуры формирования гранатовых ортопироксенитов и цоизититов достаточно близки, поэтому для этих пород построен один общий тренд. Согласно термобарометрическим расчетам ранние парагенезисы этих пород Grt+Opx+Qz и Zo образовались при давлении около 24 кбар, что отражает условия эклогитовой фации. Более поздние ретроградные процессы протекали в амфиболитовой фации метаморфизма. Комплекс геологических, петрографических и геохронологических данных для этих пород свидетельствует в пользу формирования ранних парагенезисов цоизититов и гранатовых ортопироксенитов около 2.7 млрд. лет (Слабунов и др., 2015).

Таким образом, в Гридинском комплексе высокобарные минеральные парагенезисы, соответствующие эклогитовой фации, проявлены не только в эклогитах, но в цоизититах и гранатовых ортопироксенитах. В этих породах фиксируется архейский эклогитовый метаморфизм около 2.7 млрд. лет. Палеопротерозойский эклогитовый метаморфизм около 1.9 млрд. лет наиболее ярко проявлен в будинированных телах эклогитов и метаморфизованных габброидах.

Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств федерального бюджета на выполнение государственного задания КарНЦ РАН (Институт геологии КарНЦ РАН).

Литература

1. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л. Изд-во: Наука. 1990. 245 с.
2. Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М., Милькевич Р.И., Вревский А.Б. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63–75.
3. Лиханов И.И. Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 4–22.
4. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита) // Петрозаводск. КарНЦ РАН. 2008. 296 с.
5. 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. Т. 62. № 4.
6. Слабунов А.И., Володичев О.И., Ли Сяоли, Максимов О.А. Архейские цоизититы Гридинского эклогитосодержащего меланжа (Беломорская провинция Фенноскандинавского щита): геология, U-Pb возраста цирконов и геодинамические следствия // Тр. КарНЦ РАН. Сер. Геология докембрия. 2015. № 7. С. 85–106.
7. Balagansky V.V., Maksimov O.A., Gorbunov I.A., Kartushinskaya T.V., Mudruk S.V., Sidorov M.Yu., Sibelev O.S., Volodichev O.I., Stepanova A.V., Stepanov V.S., Slabunov A.I. Archean and paleoproterozoic eclogites and zoisitites in the Gridino area // Early Precambrian Eclogites of the Belomorian Province, Fennoscandian Shield. Field Guidebook. Slabunov A.I., Balagansky V.V., Shchipansky A.A. (Eds.). Petrozavodsk: KarRC RAS. 2019 б. P. 11–48.
8. Volodichev O.I., Maksimov O.A., Kuzenko T.I., Slabunov A.I. Archean Zircons with Omphacite Inclusions from Eclogites of 165 the Belomorian Province, Fennoscandian Shield: The First Finding. Minerals 2021. V. 11. 1029.
9. Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rockforming minerals // Amer. Mineral. 2010. V. 95. P. 185–187.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МОРСКИХ ЖЕЛЕЗНЯКОВ АЯТСКОЙ СВИТЫ (ТУРГАЙСКИЙ ПРОГИБ, СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)

Максимов П.Н., Рудмин М.А.

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, pnm1@tpu.ru;
rudminma@tpu.ru

В геологической истории ооидовые железняки известны с раннего палеозоя до кайнозоя (Van Houten F.V. et al., 1989). Данное исследование посвящено геохимическим особенностям верхне-меловых железняков, распространенных среди отложений аятской свиты в пределах Тургайского прогиба, скопления которых слагают Аятский железорудный бассейн. В качестве близких по времени формирования с Аятским бассейном можно привести Западно-Сибирский железорудный бассейн России (Белоус Н.Х., 1964). Тургайский прогиб во время позднего мела и палеогена представлял собой эпиконтинентальный пролив между южными морями, Паратетисом и Северным Ледовитым океаном (Бойцова Е.П. и др., 1955; Найдин Д.П., 2006; Фромозова Л.Н., 1959).

Изучением осадочных толщ Тургайского прогиба занимались многие ученые (Фромозова Л.Н., 1959). Целью данной работы является изучение валовой геохимии пород аятской свиты для оценки рудообразующих процессов, отвечающих за формирование морских железняков. В качестве материала исследований послужили вскрышные толщи аятской свиты, отобранные с бортов Варваринского месторождения (Северный Казахстан). Из них были изготовлены препараты (аналитические пробы, шлифы и аншлифы) для лабораторных исследований. Лабораторно-аналитические работы включали следующие методы: первичное описание образцов, петрографический анализ, сканирующая электронная микроскопия (СЭМ) с локальным энергодисперсионным анализом (ЭДС), рентгенофлуоресцентный анализ (РФА) и масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС). Петрографический анализ выполнялся с помощью оптического микроскопа, морфология и химический состав отдельных минералов с помощью сканирующего электронного микроскопа TESCAN Vega 3 SBU, оснащенного детектором для энергодисперсионного рентгеноспектрального микроанализа OXFORD X-Max 50. РФА выполнялся с помощью энергодисперсионного рентгенофлуоресцентного микроскопа HORIBA XGT7200 для определения содержания основных оксидов в валовом составе пород и руд. Широкий спектр микроэлементов (в г/т) был измерен методом ИСП-МС на масс-спектрометре ELAN DRC-e.

Рассматриваемый горизонт аятской свиты представлен гётит-шамозит-сидеритовыми железняками и вышележащими толщами кварц-глауконитовыми песчаниками. Железняки имеют бурую окраску с пористой, ооидовой структурой и явными следами окисления гидроксидами железа. Иногда в них встречаются обуглившиеся растительные остатки (детрит). Ооиды состоят в основном из терригенного кварцевого ядра, покрытого кортексом из тонких пластинок (концентры или ламелии), создавая в срезе кольцевые ритмично-зональные структуры за счет преобладания алюмосиликатной или карбонатной фазы с различной долей железа. Эти минеральные фазы детектируются как бертьерин/шамозит и сидерит, соответственно. Цемент железняков представлен преимущественно сидеритом. Также, в породах присутствуют второстепенные аутигенные минералы: аутигенный фосфат редкоземельных элементов (РЗЭ), пирит, гипс, вюрцит и барит. Второстепенные *in situ* минералы встречаются в различных морфологиях как среди сидеритового цемента, так и внутри ооидов. Фосфат РЗЭ отмечается в виде микровключений неправильных форм (инъекционного характера), преимущественно внутри сидеритового кортекса ооидов, реже, в сидеритовом цементе. Размеры фосфата РЗЭ не превышают 0.05 мм. Пирит встречается в виде нормальных фрамбоидов и макрофрамбоидов, а также местами встречаются фрамбоиды типа «подсолнух» (Rudmin M. et al., 2020). Вюрцит в основном встречается в виде микровключений в ооидах, создавая тонкопластинчатые агрегаты. Редко встречаются сферические агрегаты вюрцита в сидеритовом цементе. Барит также, как и вюрцит, встречается в основном среди ооидов, создавая ксеноморфные агрегаты.

Кварц-глауконитовые песчаники обладают серым цветом с зеленоватым оттенком за счет содержания в них глауконитовых зерен. Они характеризуются разнозернистой структурой и вариационным соотношением аллотигенных и аутигенных компонентов. Аллотигенные компоненты представлены кварцем, полевыми шпатами (в основном микроклином), апатитом, магнетитом, ильменитом, рутилом и цирконом. Аутигенные компоненты – пиритом (в виде фрамбоидов и идиоморфных зерен) и глауконитом, чаще всего, с микровключениями пирита и барита.

Содержания основных оксидов железняков аятской свиты характеризуются следующими вариациями: Fe_2O_3 (total) 60.2 ... 62.6 %, SiO_2 5.7 ... 14 %, Al_2O_3 2.9 ... 5.8 %, TiO_2 0.1 %, P_2O_5 0.4 ... 1.8 %. Вариативность SiO_2 и Al_2O_3 напрямую зависит от содержания кварца и бертьерина/шамозита. Однако, содержание TiO_2 в обоих литотипах слабо отличается (0.1 %), что свидетельствует о наличии аллотигенного ильменита и рутила. Генетические диаграммы Si/Al и Na/Mg (рис. 1) указывают на диагенетическую природу железняков и их накопление в прибрежно-морской обстановке (Максимов П.Н., Рудмин М.А., 2022).

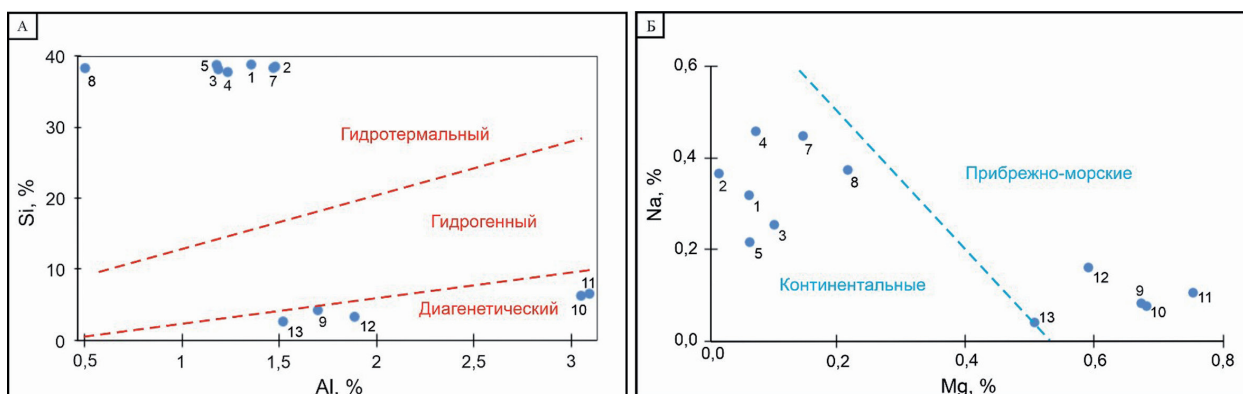


Рис. 1. Генетические диаграммы: А) зависимость между Si и Al; Б) зависимость между Na и Mg. 1–8 – песчаники; 9–13 – железняки.

Суммарное содержание РЗЭ в аятских железняках изменяется от 54.6 г/т до 115.9 г/т, в среднем составляет 83.1 г/т, что сравнительно близко с суммарным содержанием РЗЭ в железняках Лисаковского месторождения – 82.2 г/т (Rudmin M. et al., 2021), однако в 4 раза ниже, чем в железняках Бакчарского месторождения – 348.7 г/т (Rudmin M. et al., 2019, 2020). Характер распределения РЗЭ и микроэлементов в железняках аятской свиты коррелируется с континентальными железняками Лисаковского месторождения, но при этом отличается от морского Бакчарского месторождения в Западной Сибири (рис. 2 А) (Rudmin M. et al., 2020, 2021). В железняках Лисаковского месторож-

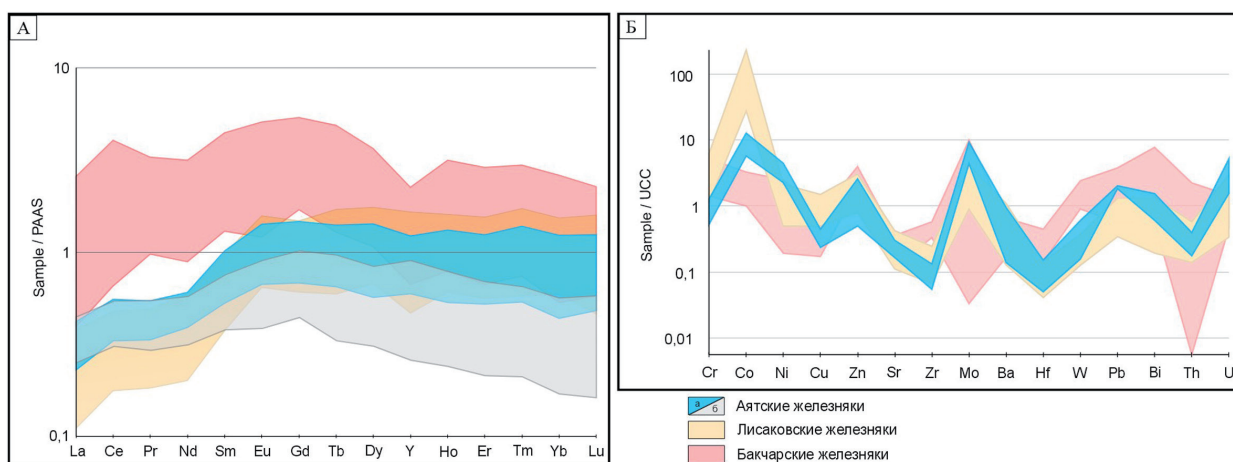


Рис. 2. Спайдер-диаграммы (А) содержания РЗЭ (а – железняки; б – песчаники) и (Б) микроэлементов, нормированных по ПААС (средний постархейский австралийский глинистый сланец). Распределения РЗЭ для Лисаковского и Бакчарского месторождений взяты из (Rudmin M. et al., 2019, 2020, 2021).

дения и аятской свиты наблюдается общий дефицит легких РЗЭ, в то время как в железняках Бакчарского месторождения наблюдаются повышенные содержания как по легким, так и по средним РЗЭ.

В результате проведенных исследований можно сделать следующие выводы. Ритмично-зональная структура, характерная для железистых ооидов, и наличие морфологических разновидностей пирита свидетельствуют о быстрых изменениях среды условий диагенеза (от кислородных к аноксидным). Нахождение РЗЭ в виде микровключений совместно с другими аутигенными минералами такими как пирит, гипс, барит и вюрцит, подтверждает потенциально единый источник Fe, Ba и Zn для железняков аятской свиты. Формирование пород аятской свиты происходило в прибрежно-морских условиях в сопряжении с различными гидродинамическими и физико-химическими режимами обстановок морского дна. Наличие корреляции распределений РЗЭ и микроэлементов между аятскими и лисаковскими железняками указывает на их общую природу.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов Российского научного фонда (грант № 21-17-00019).

Литература

1. Белоус Н.Х., Казанский Ю.П., Бердников А.П. Западно-Сибирский железорудный бассейн. Новосибирск. Изд-во: СО РАН СССР. 1964. 448 с.
2. Бойцова Е.П., Мазина Е.А., Михайлов Б.М., Овечкин Н.К. Геология юго-западной части Тургайского прогиба. Тр. института ВСЕГЕИ министерства геологии и охраны недр. Т. 5. М. Изд-во: Госгеолтехиздат. 1955. 152 с.
3. Максимов П.Н., Рудмин М.А. Минералого-геохимические особенности верхнемеловых морских железняков аятской свиты (Тургайский прогиб) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2022. Т. 333. В. 5. С. 70–80.
4. Найдин Д.П. Разрез верхнего мела Кушмурун, Торгайский пролив // Вестник Московского университета. Сер. Геология. 2006. Т. 4. С. 3–9.
5. Формозова Л.Н. Железные руды Северного приаралья. М. Изд-во: АН СССР. 1959. 475 с.
6. Houten F.B. Van, Bhattacharyya D.P. Phanerozoic Oolitic Ironstones – Geologic Record and Facies Model // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 1982. V. 10. No. 1. P. 441–457.
7. Rudmin M., Banerjee S., Abdullayev A., Ruban A., Filimonenko E., Lyapina E., Kashapov R., Mazurov A. 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. V. 9. No. 1. P. 1–21.
8. Rudmin M., Kalinina N., Banerjee S., Reva I., Kondrashova E., Kanaki A., Trubin Y., Baldermann A., Mazurov A. Origin of Oligocene channel ironstones of Lisakovsk deposit (Turgay depression, northern Kazakhstan) // Ore Geology Reviews. 2021. V. 138. P. 1–16.
9. Rudmin M., Mazurov A., Banerjee S. Origin of ooidal ironstones in relation to warming events: Cretaceous-Eocene Bakchar deposit, south-east Western Siberia // Marine and Petroleum Geology. 2019. V. 100. P. 309–325.
10. Van Houten F.B., Hou H.F. Stratigraphic and palaeogeographic distribution of Palaeozoic oolitic ironstones // Geological Society Memoir. 1990. V. 12. No. 1. P. 87–93.
11. Young T.P. Phanerozoic ironstones: an introduction and review // Geological Society, London, Special Publications. 1989. V. 46. No. 1. P. 9–25.

ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ ИСТОЧНИКИ СНОСА АЛЛОТИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ МОРСКИХ ЖЕЛЕЗНЯКОВ АЯТСКОЙ СВИТЫ (ТУРГАЙСКИЙ ПРОГИБ, СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)

Максимов П.Н., Рудмин М.А.

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, pnml@tpu.ru;
rudminma@tpu.ru

Начиная с юрского периода на территории нынешнего Тургайского прогиба происходила неоднократная смена трансгрессивных и регрессивных режимов с периодическим образованием эпиконтинентального пролива между Северным Ледовитым океаном и Туронским морем (Бойцова Е.П. и др., 1955; Найдин Д.П., 2006). Наступление морской трансгрессии на северные территории Тургайского прогиба в верхнемеловой период способствовало накоплению морских железняков аятской свиты (Найдин Д.П., 2006; Максимов П.Н., Рудмин М.А., 2022). Однако, вопрос об источниках поступления основного материала для месторождений ооидовых железных руд аятского типа остается открытым. Одни исследователи считают, что поступление обломочного материала в свитах Тургайской серии (включая аятскую свиту) происходило из горных массивов Мугоджар (Фромозова Л.Н., 1959; Яницкий А.Л., 1960). Вместе с обломочным материалом, также допускаются поступления железа в коллоидной форме, что в свою очередь рассматривается в качестве потенциального источника железа для осадочных месторождений железных руд. Агентами транспортировки служили как надземные (речные), так и подземные воды (Фромозова Л.Н., 1959; Яницкий А.Л., 1960).

Данное исследование посвящено исследованию обломочного материала аятской свиты для оценки потенциальных питающих провинций. Материалом для исследований служили отобранные образцы из обнажений аятской свиты во вскрышных бортах Варваринского карьера. Изучаемая свита представлена гётит-шамозит-сидеритовыми железняками и кварц-глаукоцитовыми песчаниками. Для лабораторных исследований из образцов были изготовлены препараты (шлифы и аншлифы). Проводилось исследование ассоциации аллотигенных минералов и типоморфных особенностей кварца. Для определения потенциальных источников сноса обломочного кварца была использована таблица вероятности типоморфных признаков генетических типов (Симанович И.М., 1978) с учетом геологии изучаемого района. Лабораторно-аналитические исследования включали в себя петрографический анализ, сканирующую электронную микроскопию с локальным энергодисперсионным анализом и рентгенодифракционный анализ.

По результатам выполненных работ было выявлено, что аятские песчаники делятся на два подтипа: крепко сцементированные песчаники с кремнистым цементом и рыхлые песчаники с первичным глинистым цементом. Аллотигенный материал во всех образцах в основном состоит из кварц-полевошпатовой ассоциации. В количестве от 1 до 5 % были зафиксированы апатит, магнетит, ильменит, рутил и циркон.

Обломочный материал терригенных отложений аятской свиты представлен хорошо отсортированными окатанными, полуокатанными и угловатыми зёрнами. Диаметр зёрен кварца в песчаниках изменяется от 0.5 до 1 мм. Это практически в 1.5 раза ниже, чем в рыхлых песчаниках. Однако обломочные зёрна в песчаниках обладают более угловатой формой, что свидетельствует о разных источниках сноса, дальности их транспортировки и разных палеогеографических обстановках для двух литотипов. Обломочные зёрна кварца в крепко сцементированных песчаниках имеют характерные черты угасания. Практически во всех зёрнах кварца обоих литотипов отмечается фронтальное волнистое угасание, однако, в крепко сцементированных песчаниках изредка наблюдаются зёрна кварца с прерывистым волнистым угасанием. Минеральные микровключения в терригенном кварце представлены преимущественно магнетитом, ильменитом, КПШ, цирконом рутилом и реже – апатитом (рис. 1).

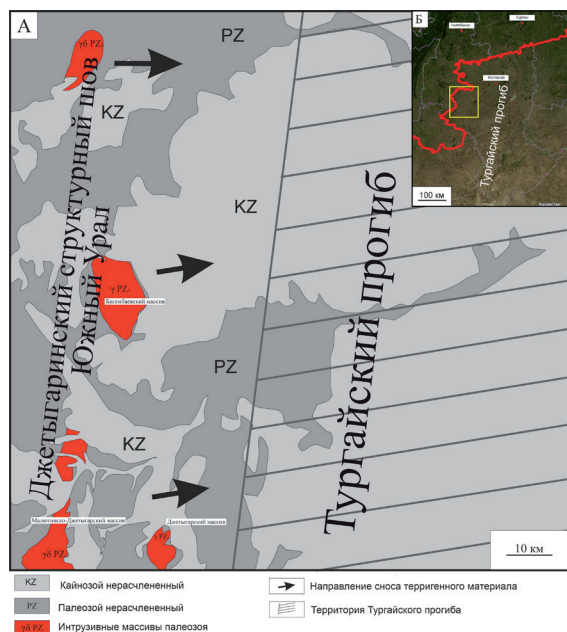


Рис. 1 (А) Схематическая карта области сноса терригенного материала. (Б) Обзорная схема (на основе Google Map) расположения Тургайского прогиба.

бразующих и аксессуарных минералов данные образования приблизительно схожи с осадочными породами Тургайского прогиба.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов Российского научного фонда (грант № 21-17-00019).

Литература

1. Бойцова Е.П., Мазина Е.А., Михайлов Б.М., Овечкин Н.К. Геология юго-западной части Тургайского прогиба // Тр. всесоюзного научно-исслед. геологического ин-та ВСЕГЕИ министерства геологии и охраны недр. Т. 5. М. Изд-во: Госгеолтехиздат. 1955. С. 152.
2. Максимов П.Н., Рудмин М.А. Минералого-геохимические особенности верхнемеловых морских железняков аятской свиты (Тургайский прогиб) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2022. Т. 333. В. 5. С. 70–80.
3. Найдин Д.П. Разрез верхнего мела Кушмурун, Торгайский пролив // Вестник Московского университета. Сер. Геология. 2006. Т. 4. С. 3–9.
4. Симанович И.М. Кварц песчаных пород. М. Изд-во: Наука. 1978. С. 156.
5. Формозова Л.Н. Железные руды Северного Приаралья // Тр. ГИН АН СССР. Сер. Геология. 1959. Т. 20. С. 444.
6. Яницкий А.Л. Олигоценные оолитовые железные руды Северного Тургая и их генезис. М. Изд-во: АН СССР. 1960. С. 220.

При выявлении возможных источников обломочного материала были рассмотрены интрузивные гранитоидные массивы, относящиеся крупной геотектонической зоне Южного Урала. На восточной его части широко развиты так называемые магма-контролирующие системы разломов, которые контролировали внедрение интрузивных комплексов от ультраосновного до кислого состава. Потенциальными «кандидатами» питающих провинций для железняков аятской свиты являются гранитоидные интрузивные образования среднего и позднего палеозоя, приуроченные к зоне разломов Джетыгаринского структурного шва (смежная граница Южного Урала и Тургайского прогиба). К нему относятся Милютинско-Джетыгарский (PZ₂), Джетыгарский (PZ₃), Басембаевский (PZ₃) массив. Восточно-северо-восточное направления палеотечений, зафиксированные предшественниками, подтверждают интерпретацию в качестве питающих провинций данной области (Формозова Л.Н., 1959; Яницкий А.Л., 1960). Также, по наличию породообразующих и аксессуарных минералов данные образования приблизительно схожи с осадочными породами Тургайского прогиба.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ КВАРЦА ИЗ ГРАНИТОВ БЕЛОКУРИХИНСКОГО МАССИВА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

Мамыкина М.Е.

Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, emamikina@mail.ru

Введение

Белокурихинский массив, расположенный на севере Горного Алтая, является многофазным интрузивным комплексом с редкометалльным оруденением (проявления Be, Li, Ta, Nb и других редких металлов). Данный массив и ряд штоков (Осокинский, Курановский, Черновский, Точильный, Сосновский) входят в состав Белокурихинского плутона, который развит в междуречье Ануй-Песчаная и имеет площадь около 500 км² (Леонтьев, 1969). В составе Белокурихинского массива выделяют 3 фазы внедрения: 1 фаза – гранодиориты; 2 фаза – биотитовые граниты; 3 фаза – биотитовые и двуслюдяные лейкограниты, умеренно-щелочные лейкограниты. Жильные образования представлены рудоносными пегматитами (Гусев и др., 2008), в которых основным минералом является кварц, который представлен дымчатыми и молочно-белыми разновидностями. Актуальность исследования массива связана с тем, что он является рудоносным. Химический и минеральный состав гранитов остается недостаточно исследован.

Объект и методы исследования

Для исследования были отобраны образцы гранодиорита, гранита и лейкогранита Белокурихинского массива. Изучение минерального состава породы показало, что кварц представлен ксероморфными зёрнами. В основном кварц встречается в сростании с полевыми шпатами. Исследование состава кварца по главным элементам на растровом электронном микроскопе JEOL JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (ИГГД РАН) показало отсутствие включений посторонних минеральных фаз, наличие которых проверялось при максимально возможном увеличении методом композиционного контраста (режим BSE). Содержание редких элементов (REE) было определено в 4 зёрнах (восьми точках) кварца на ионном микрозонде Cameca-IMS-4f (ЯФ ФТИАН, г. Ярославль) по стандартной методике.

Результаты исследования

В ходе проведенных исследований были получены данные о содержании редких и малых элементов в кварце. Результат, полученный в ходе изучения кварца на электронном микроскопе, показал, что включения отсутствуют. При изучении редких элементов было отмечено изменение в содержание K, Li, Na, Al и Ti. От 1 фазы к 3 фазе массива происходит рост K и Li (26–398 ppm и 0.02–5.2 ppm). Это связано с тем, что на заключительном этапе формирования массива расплав был обогащен несовместимыми элементами, так же в составе породы появляются такие минералы, как калиевый-полевой шпат и турмалин. Содержание Al в исследуемых образцах варьирует от 54 ppm до 230 ppm. Содержание Al в пределах 149–359 ppm характерно для кварца из гранитов S-типа, а содержание в пределах 60–142 ppm для кварца из гранитов A-типа (Ackerson et al., 2015). Так, кварц из гранитов 1 фазы попадает в диапазон, характерный для S-типа, а кварц из 2 и 3 фазы попадает в диапазон для гранитов A-типа. Содержание Ti в исследуемом кварце варьирует от 9.8 до 110 ppm. Содержание Ti меньше 20 ppm характерно для гидротермальных систем, а содержание больше 20 ppm для магматических систем (Allan et al., 2007). Для 1 и 2 фазы массива содержание Ti в кварце изменяется от 33.3 до 110 ppm, данное колебание в содержание характерно для магматической системы. Содержание Ti от 9.8 до 13.3 ppm получено для 3 фазы. Это говорит о том, что 3 фаза предположительно подверглась флюидному воздействию на заключительном этапе формирования массива.

Заключение

В ходе исследования геохимии кварца из Белокурихинского массива были выделены некоторые особенности в его составе. Так, кварц из гранитов 1 фазы по содержанию Al относится к кварцу из гранитов S-типа и по содержанию Ti имеет магматическое происхождение. Кварц из 2 фазы по содержанию Al отнесен к группе, которая характерна для гранитов A-типа, и по содержанию Ti также отнесен к группе магматического происхождения. Для кварца из 3 фазы установлено, что он относится к кварцу из гранитов A-типа по содержанию Al, а по содержанию Ti возможно предположить флюидное воздействие при формировании гранитов 3 фазы.

Литература

1. Гусев А.И., Гусев Н.И., Табакаева Е.М. Петрология и рудоносность белокурихинского комплекса Алтая // Монография. Бийск. Изд-во: БПГУ им. В.М. Шукшина. 2008. 195 с.
2. Леонтьев А.Н. Формация позднегерцинских редкометаллоносных гранитов и редкометалльные пояса Прииртышья. М. Изд-во: Недра. 1969. 164 с.
3. Ackerson M.R., Tailby N.D., Watson E.B. Trace elements in quartz shed light on sediment provenance // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2015. V. 16. No. 6. P. 1894–1904.
4. Allan M.M., Yardley B.W.D. Tracking meteoric infiltration into a magmatic-hydrothermal system: A cathodoluminescence, oxygen isotope and trace element study of quartz from Mt. Leyshon, Australia // *Chemical Geology*. 2007. V. 240. No. 3–4. P. 343–360.

ОСОБЕННОСТИ СТРАТИФИКАЦИИ И ГИДРОХИМИИ ВОД ПАЛЕОБАССЕЙНА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В РАННЕМ-СРЕДНЕМ КЕМБРИИ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ФОРМИРОВАНИЕ ИНИКАНСКОЙ СВИТЫ

Меренкова С.И.^{1,2}, Калмыков Г.А.², Габдуллин Р.Р.², Пузик А.Ю.³

¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, koshelevasof@mail.ru

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва

³ Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь

Введение

Восстановление глобальной океанической циркуляции, гидрохимических особенностей водных масс, геохимических круговоротов, биосферных событий и связь этих процессов климатическими изменениями является важной задачей современной геологической науки. Особо перспективными для изучения в этом отношении становятся черносланцевые формации, т.к. их формирование обусловлено циркуляционной активностью, химией вод и биологической активностью. К черным сланцам принадлежат породы иниканской свиты ($E_{1-2}in$) нижнего и среднего кембрия, отложения которой развиты на юго-востоке Сибирской платформы, входящей в куонамскую битуминозную карбонатно-сланцевую формацию. Реконструкция условий формирования отложений иниканской свиты тесно связана с прогнозом ее потенциала в качестве источника полезных ископаемых – углеводородов и полиметаллической минерализации.

Геологическая характеристика и материалы исследования

Отложения иниканской свиты ($E_{1-2}in$) были изучены в обнажениях правого берега р. Юдома. Породы иниканской свиты представлены черными битуминозными известняками, кремневыми, часто доломитистыми, доломитами известковыми, мергелями (в том числе – доломитовыми), аргиллитами известковистыми и известково-доломитистыми, лидитами (черные силициты), а также породами смешанного состава (кремнисто-карбонатного и кремнисто-глинисто-карбонатного). Все породы обогащены ОВ и имеют темную (до черного) окраску. В верхней части разреза выделяется отличный от остальных слагающих свиту пород маркирующий малокуонамский горизонт, представленный коричневато-серыми комковатыми, псевдобрекчиевидными известняками. В подошвенной и кровельной части – маломощные прослои аргиллитов и мергелей, содержания глинистого материала в известняках самого малокуонамского горизонта незначительно. В данном исследовании внимание сосредоточено на геохимических особенностях аргиллитов, мергелей, пород смешанного кремнисто-глинисто-карбонатного состава и лидитов.

Методы

Минералогический состав отложений определялся с помощью рентгеновского дифрактометра MiniFlex600 Rigaku. Определение элементного состава выполнено на спектрометре индуктивно-связанной плазмы с масс-спектральным детектированием (ICP MS) и системой абляции Aurora M90 «Bruker». Определение содержания петрогенных оксидов и отдельных элементов проводилось на волнодисперсионном рентгенофлуоресцентном спектрометре S8 Tiger «BRUKER».

Результаты и их обсуждение

Геохимическая характеристика. Для всех проанализированных литологических разностей характерно обогащение (относительно кларков для соответствующих типов пород по Григорьеву (2009)) В, Ni, Мо (до 76 раз), Ag (до 29 раз), Sb (в среднем – в 8 раз, в образце G03-024(2) – 190 раз), U (до 22 раз) и обеднение Cs, Ba, Rb, Y, Th. Также для терригенных и смешанных пород характерно незначительное обогащение Sr, Pb, Tl, для карбонатов – Cr, Tl, лидитов – Sc, Cr, Zn, Li.

Содержание цинка и его вариации (особенно в смешанных породах с высокой долей карбонатов), по-видимому, связаны с нахождением сфалерита (отмечается в шлифах), который мог формироваться из цинка карбонатов, т.к. Zn, как и Pb, активно ими сорбируется (Zn и Pb могут изоморфно замещать в них Ca и Mg). Бор в осадочных породах, как правило, связан с глинистой фазой (за исключением случаев присутствия турмалина в грубой фракции), при чем сорбция бора на глинах растет при повышении pH среды (Юдович, Кетрис, 2011). Некоторая часть В может присутствовать в поглощенном комплексе Fe-Mn оксидов и апатита, а в черных сланцах возможно повышение концентраций за счет того, что сапропелевое ОВ обогащено бором (первично-биогенная фракция В) (Юдович, Кетрис, 1988, 2011). Для Ni и Mo тоже возможно биоосаждение. Mo, Ag, U являются редокс-чувствительными металлами (redox-sensitive trace metals (RSTMs)), обогащающими отложения в восстановительных условиях.

Редокс обстановки. Для разделения палеоредокс-условий часто используется следующая окислительно-восстановительная градация (по Tyson, Pearson, 1991; Tribovillard et al., 2006): окислительные, субокислительные, аноксические. Аноксические условия могут быть несльфидными или сульфидными; в последнем случае их называют эвксинными – они характеризуются нахождением сероводорода в водной толще, который является побочным продуктом катаболизма сульфатредуцирующих бактерий. Эвксинные условия обычно характерны для полужамкнутых бассейнов (Черное море). Субокислительные условия характеризуются чрезвычайно низкими, но, как правило, ненулевыми концентрациями кислорода в толще воды, а присутствие H_2S ограничивается поровыми водами ниже границы вода-осадок, но могут возникнуть переходные условия, когда первое появление H_2S совпадает с границей раздела отложений и воды.

Концентрации Mo в диапазоне 2–25 ppm указывают на бескислородные условия, концентрации > 100 ppm интерпретируются как устойчивые эвксинные условия (Scott and Lyons, 2012). Промежуточное обогащение Mo (25–100 ppm) может отражать либо прерывистую эвксинию, либо истощение Mo в бассейне (Algeo and Lyons, 2006; Scott and Lyons, 2012). Для отложений инниканской свиты наименьшие содержания Mo характерны для нижней части разреза вблизи предполагаемого контакта с пестроцветной свитой (1.8–2.4 ppm) и пород вблизи малокуонамского горизонта (4.6–6.2 ppm).

Ковариации содержаний U и Mo также являются эффективным палеоэкологическим индикатором. Это обусловлено различным геохимическим поведением U и Mo. Поглощение аутигенного U морскими отложениями начинается на окислительно-восстановительной границе Fe(II)–Fe(III) (т.е. в субкислородных условиях), опосредованно контролируется бактериальной сульфатредукцией, не связано с количеством свободного H_2S и не зависит напрямую от окислительно-восстановительного цикла Fe и Mn в водной толще, тогда как аутигенное обогащение Mo требует присутствия H_2S (т.е. эвксинных условий) (Tribovillard et al., 2012). Привнос водного Mo в осадок может усиливаться за счет переноса твердых частиц, в то время как водный U не затрагивается этим процессом.

Ковариация U-Mo выражается через коэффициент обогащения (Algeo, Tribovillard, 2009; Tribovillard et al., 2012):

$$X-EF = [(X/Al) \text{ обр}] / [(X/Al)PAAS],$$

где X – содержания U и Mo, содержание PAAS (Taylor, McLennan, 1985).

Используя уран-молибденовый состав и данную схему для черных сланцев инниканской свиты (рис. 1), можно сделать вывод о преобладании аноксических условий с периодами возникновения как эвксинных, так и субокислительных условий. Примечательно, что в области эвксинных обстановок лежат лидиты (нижняя часть разреза в точке Г03: Г03-001, Г03-005-1, Г03-18). Субокислительным условиям отвечают те же породы, которые характеризовались выше как содержащие наименьшее количество Mo. Таким образом, можно сделать предположение, что накопление лидитов соответствовало пику развития аноksии в бассейне (вплоть до эвксинных условий).

Другим индикатором является отношение Mo/Mn, основанное на том, что при сероводородном заражении наддонных морских вод молибден в форме молибденита усиленно осаждается на дно, тогда как поступление марганца в осадок ограничивается его растворением в наддонных водах

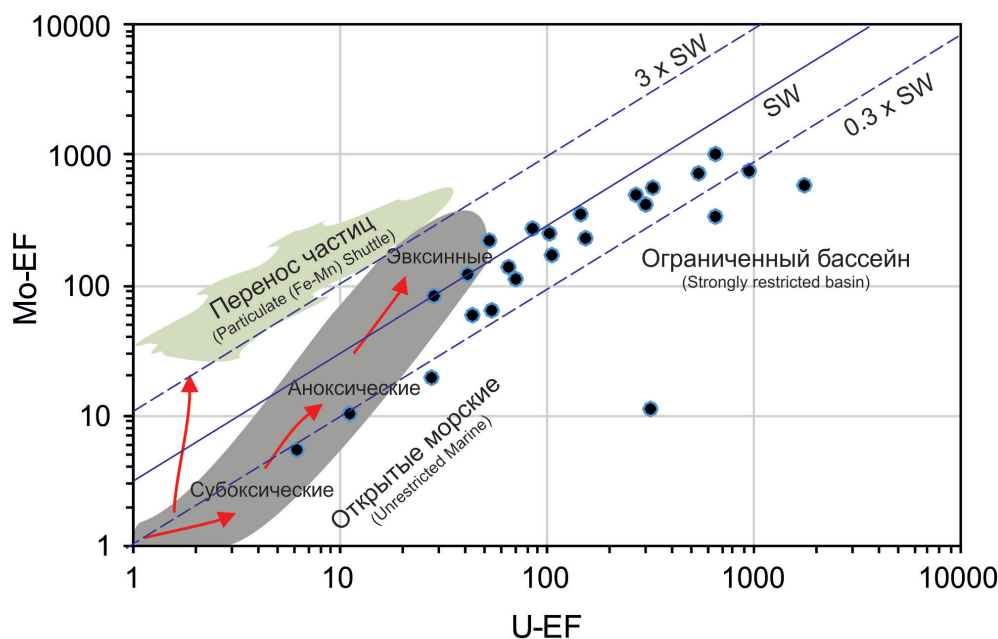


Рис. 1. Ковариация U-Мо и соответствующие им редокс-обстановки (Algeo, Tribovillard, 2009; Tribovillard et al., 2012). * Перенос частиц (Particulate Fe-Mn shuttle) – процесс, при котором твердые частицы оксигидроксидов Fe-Mn адсорбируют определенные элементы (например, Мо) над окислительно-восстановительной границей в водной толще (хемоклин), переносят эти элементы по мере осаждения и высвобождают по мере растворения ниже хемоклина или вблизи дна.

(Холодов, Недумов, 1991). Сотые доли отношения Мо/Мп типичны для аноксийной среды, тысячные – для кислородной (Холодов, 2006). Для большей части пород определяется аноксические условия (значение модуля 0.1–1.17), субоксические условия характерны для пород нижней части разреза вблизи контакта с пестроцветной свитой, верхней части малокуонамского горизонта и доломитов вблизи перехода к чайской свите, что в точности согласуется с данными по U-EF–Мо-EF

В литературе на этот счёт присутствует и иное мнение. Для среднекембрийской части разреза куонамской свиты на р. Кюленке по распределению гомогпанов (гомопановый индекс $C_{35}/C_{34} < 1$), содержанию гаммацераана $< 1\%$, отношению $Fe_{\text{пирит}}/C_{\text{орг}}$, Коровников и Парфёнова (2021) предполагают, что во время седиментогенеза не было устойчивой стратификации и аноксии придонных вод, а сильно восстановительные условия были ниже границы вода-осадок.

Выводы

На основе полученных данных, установлено, что отложения накапливались в аноксических условиях с периодами возникновения как эвксинных, так и субоксических условий. Образование интракластов известняков малокуонамского горизонта предыдущими исследователями трактуется как результат изменения гидродинамического режима – деятельности течений и волнений (Бахтуров, Евтушенко, Переладов, 1988) путем размыва и переотложения комочков в той или иной степени консолидированного карбонатного ила в сочетании с быстрым и значительным увеличением рН среды, ведущем к грануляции осадка (Атлас текстур и..., 1968). По нашим данным, вблизи малокуонамского горизонта наблюдается смена аноксических условий на субоксические.

Развитие таких аноксических условий обусловлено устойчивой стратификацией океана, существовавшей ранне-среднекембрийское время в данной части бассейна с возможными эпизодами возникновения внутритермоклинных линз, нарушавших стратификацию и «запускавших» термохалинную циркуляцию до определенных глубин.

Работа выполнена в рамках темы государственного задания FMWE-2021-0006 и Минобрнауки РФ проект № 2019-0858.

Литература

1. Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Ч. 2. Карбонатные породы. Редактор А.В. Хабаков. Изд-во: Недра. 1968. 700 с.
2. Бахтуров С.Ф., Евтушенко В.М., Переладов В.С. Куонамская битуминозная карбонатно-сланцевая формация. Новосибирск. Изд-во: Наука. 1988. 162 с.
3. Григорьев Н.А. Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург. Изд-во: УрО РАН. 2009. 383 с.
4. Коровников И.В., Парфенова Т.М. Трилобиты, биостратиграфия и геохимия куонамской свиты среднего кембрия (Северо-Восток сибирской платформы, р. Кюленке) // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 11. С. 1531–1545. <https://doi.org/10.15372/GiG2020163>.
5. Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса. Вып. 574. М. Изд-во: ГЕОС. 2006. 608 с.
6. Холодов В.Н., Недумов Р.И. О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 74–82.
7. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар. Изд-во: Геопринт. 2011. 742 с.
8. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л. Изд-во: Наука. 1988. 272 с.
9. Algeo T.J., Lyons T.W. Mo–total organic carbon covariation in modern anoxic marine environments: Implications for analysis of paleoredox and paleohydrographic conditions. *Paleoceanography*. 2006. V. 21. PA1016.
10. Algeo T.J., Tribovillard N. Environmental analysis of paleoceanographic systems based on molybdenum–uranium covariation. *Chemical Geology*. V. 268(3–4). 2009. P. 211–225. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.09.001>.
11. Scott C., Lyons T.W. Contrasting molybdenum cycling and isotopic properties in euxinic versus non-euxinic sediments and sedimentary rocks: Refining the paleoproxies. *Chemical Geology*. V. 324–325. 2012. P. 19–27. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.05.012>.
12. Taylor S.R., McLennan S.M. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford. 1985. 312 p.
13. Tribovillard N., Algeo T.J., Baudin F. & Riboulleau A. Analysis of marine environmental conditions based on molybdenum–uranium covariation—Applications to Mesozoic paleoceanography. *Chemical Geology*. V. 324–325. 2012. P. 46–58. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2011.09.009>.
14. Tribovillard N., Algeo T.J., Lyons T. & Riboulleau A. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update. *Chemical Geology*. V. 232(1–2). 2006. P. 12–32. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.02.012>.
15. Tyson R.V., Pearson T.H. (Eds.). *Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia*. *Geol. Soc. Spec. Publ.* V. 58. 1991. P. 1–26.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫХ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ И ПАЛЕОИХНОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (ЯМАЛО-ТАЗОВСКАЯ МЕГАСИНЕКЛИЗА) ДЛЯ ОЦЕНКИ ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Назарова А.А.¹, Щур Е.А.²

¹ Томский политехнический университет, Томск, alyona-nazarova@bk.ru

² Томский государственный университет, Томск, azil6543@mail.ru

Для оценки нефтегазоносности сложнопостроенных терригенных толщ и повышения эффективности разработки месторождений необходимо максимально достоверное построение геологических моделей. Для этой цели нами были использованы комплексные литологические, палеонтологические и геохимические методы при изучении меловых отложений севера Западной Сибири.

Объект исследования представляет собой Мартовское месторождение, которое находится в Ямало-Ненецком АО на Тазовском полуострове. В тектоническом отношении лицензионный участок приурочен к Ямало-Тазовской мегасинеклизе и находится в зоне сочленения структур I порядка: Северо-Ямбургского мегапрогиба и Адерпаютинского мегавала.

Меловые отложения представлены переслаиванием песчаников, аргиллитов и алевролитов, которые неоднородны по гранулометрическому и минеральному составу и характеризуются большим разнообразием текстурных признаков. Детально изучены отложения трех свит: покурская ($K_{1,2}pk$), тангаловская (K_1tg) и сортымская (K_1sr).

В результате проведения текстурно-структурного и петрографического анализов было выделено 3 литотипа, чётко приуроченных к определённым свитам:

- литотип 1 сложен серыми и светло-серыми мелкозернистыми песчаниками, тёмно-серыми крупно- и мелкозернистыми алевролитами и тёмно-серыми аргиллитами (Алексеев В.П., 2005). Текстура преимущественно полого-слоистая, реже косослоистая и линзовидная. Отмечаются следы биотурбации и интенсивных мутьевых потоков. По всему разрезу отмечается растительный детрит. Породы первого литотипа преобладают в отложениях покурской свиты;
- литотип 2 представлен светло-серыми мелкозернистыми песчаниками, тёмно-серыми крупно- и мелкозернистыми алевролитами тёмно-серыми аргиллитами. Текстуры разнообразны – полого-слоистая (слабоволнистая, косая, линзовидная). Отмечаются следы биотурбации и интенсивных мутьевых потоков. По всему разрезу отмечается растительный детрит. Породы второго литотипа преобладают во всех подсвитах тангаловской свиты;
- литотип 3 сложен тёмно-серыми аргиллитами преимущественно полого-слоистой текстурой (местами отмечается биотурбация). Присутствуют углефицированные растительные остатки. Отложения карбонатизированы с разной интенсивностью. Породы третьего литотипа преобладают в сортымской свите.

В результате пересчётов гранулометрического анализа была построена классификационная диаграмма В.Д. Шутова (Назарова А.А., 2021), по которой было выявлено, что в отложениях покурской свиты преобладают аркозовые песчаники, а в отложениях тангаловской свиты выделяются два петротипа (аркозовые и граувакковые песчаники).

В пределах пластов БУ1-2 (средняя подсвита тангаловской свиты) и БУ9(3) (нижняя подсвита тангаловской свиты) выявлены перспективные порово-трещинные коллекторы газоконденсата, представленные аркозовыми песчаниками, характеризующиеся интенсивными постдиагенетическими преобразованиями (катаклиз, разложение полевых шпатов на кварц-каолиновый агрегат, образование вторичных пор выщелачивания). В этих породах в УФ свете зафиксировано большое количество битумоидов лёгкого и маслянистого состава (желтоватое свечение), пропитываю-

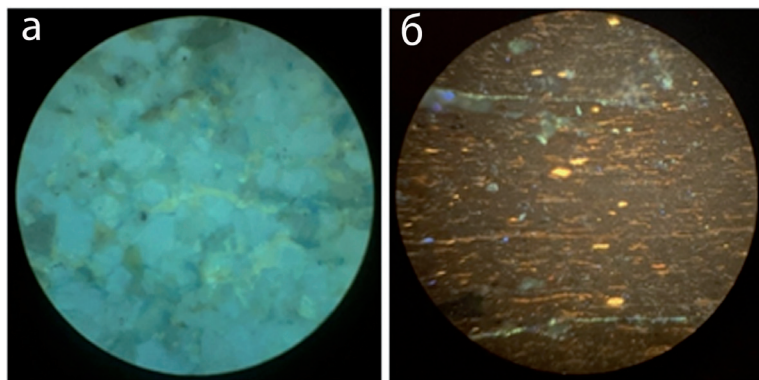


Рис. 1. Породы пласта БУ1-2: а) шлиф 1322, УФ, увел. – 62. Граувакковый аркоз; б) шлиф 1329, УФ, увел. – 62. Аргиллит углистый.

щих цементирующую массу (рис. 1). Подстилающие эти горизонты глинистые породы являются газогенерирующими, это подтверждается наличием большого количества ОВ, равномерно распределённого в основной массе.

Расположение фигуративных точек на литогенетических диаграммах свидетельствует о формировании пород в морских и переходных условиях осадконакопления. По динамогенетической диаграмме Г.Ф. Рожкова породы обоих пластов попадают в области V, VII – выходы на мелководье, сильных вдольбереговых течений, накатов волн (прибрежно-морские фации, континентальная микрофация пляжей больших равнинных рек). По диаграмме Р. Пассеги (рис. 2) породы формировались в условиях приподнятой части шельфа, пляжей и мелководья под действием мутьевых потоков (Назарова А.А., 2021).

По результатам проведения РФА и расчёта литохимических модулей по Я.Э. Юдовичу и М.П. Кетрис удалось установить, что породы пластов потенциальных коллекторов относятся к нормоглиноземистым, приурочены к типу «сиаллиты и сиферлиты» (Юдович Я.Э., Кетрис М.П., 2011). Породы пластов ПК1, АУ11 относятся к гипощелочным, остальные породы пластов – к нормощелочным. В породах всех пластов отмечается преобладание хлоритов при низких значениях ЩМ (щелочного модуля) и плагиоклазов – при высоких ЩМ. Формирование пород покурской и тангаловской свит происходило преимущественно в семиаридном климате (пласты ПК1, АУ9, АУ11, БУ1-2, БУ9(2)-БУ9(3), БУ9(3)), а пород сортымской свиты в условиях гумидного климата (пласты БУ0, Ач1БУ11, Ач1БУ14, Ач1БУ16, Ач2БУ16).

При проведении РСА было установлено, что в пластах БУ1-2 и БУ9(3) отмечается наибольшее среднее содержание каолинита в цементе, а также альбитизация плагиоклаза по всему разрезу.

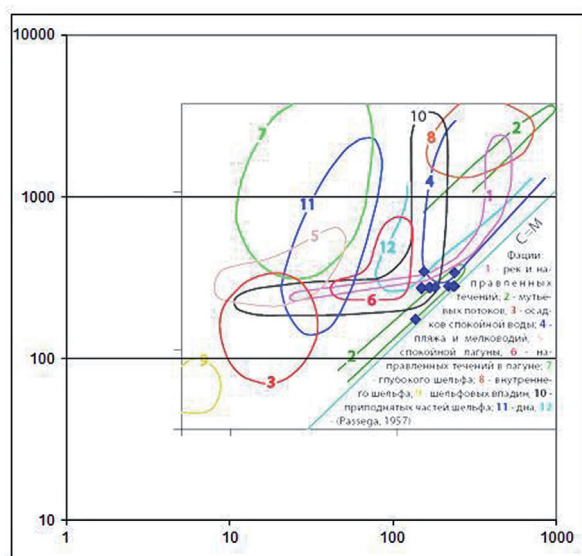


Рис. 2. Расположение фигуративных точек на динамогенетической диаграмме Р. Пассеги.

Геохимическая специфика разреза изучалась по результатам ICP-MS ($Se, Se^*, Eu/Eu^*$) (Маслов А.В., 2005; Складов Е.В., 2001). Значения этих индикаторов свидетельствуют, что формирование глинистых пород происходило в морских условиях осадконакопления в восстановительной обстановке.

Исследования ихнофоссилий позволили обнаружить и классифицировать в породах покурской свиты р. *Gastrochaenolites*, а в тангаловской свите большое количество илоедов р. *Skolithos* (или их родственных образований) (Николаенко О.Д., Вакуленко Л.Г., 2016). В породах тангаловской свиты определён растительный детрит, который представлен растениями родов *Czekanowskia*, *Tyrmia*, *Radicites* (рис. 3). В породах сортымской свиты обнаружены ихнофоссилии *Terebellina*, *Rosselia*, *Asterosoma*. Эти следы

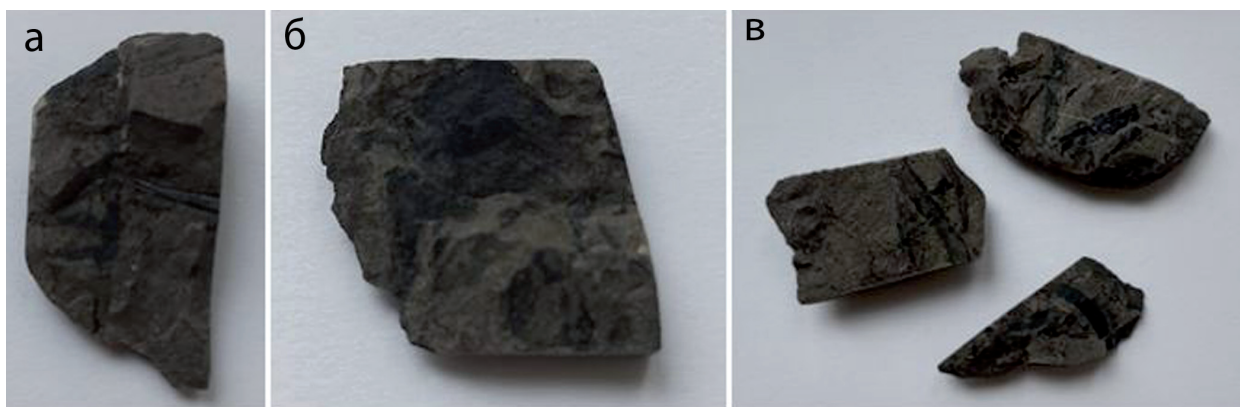


Рис. 3. Растительные остатки тангаловской свиты: а) *Radicites*, б) *Tyrmia*, в) *Czekanowskia*.

фиксируются преимущественно в алевроитовых породах с косой и косоволнистой слоистостью, которая свидетельствует о формировании их в прибрежной зоне бассейна седиментации (прибрежная зона озер, приливно-отливная полоса) (Ян П.А., Вакуленко Л.Г., 2011).

Проведённые исследования позволили провести палеореконструкцию условий осадконакопления (Шаминаева М.И., Рычкова И.В., 2017). Сортымская свита формировалась в условиях низкого гидродинамического режима (тракт высокого стояния), это подтверждается преимущественно полого-слоистыми текстурами (суб- и горизонтально-слоистые), однородностью литологического состава (аргиллиты). Тракт низкого стояния прослеживается от начала формирования тангаловской свиты до конца формирования покурской (пласты БУ9(3) – ПК1). Это подтверждается наличием ихнофоссилий в керне. В результате регрессии моря установился высокий гидродинамический режим – текстуры пород приобретают косослойчатый, волнистый облик, также отмечаются следы биотурбации, представленные жизнедеятельностью илоедов р. *Skolithos* и р. *Gastrochaenolites* (или их родственных образований). Породы с наличием ихнофоссилий р. *Skolithos*, обитающих в районе средней части сублиторали, т. е. располагаются глубже тех пород, в которых представлены более мелководные организмы р. *Gastrochaenolites* (Николаенко О.Д., Вакуленко Л.Г., 2016).

Таким образом, результаты комплексных литолого-геохимических и палеофациальных исследований керна меловых отложений Мартовского месторождения позволили установить перспективные терригенные коллекторы в пределах тангаловской свиты: (пласты БУ1-2 и БУ9(3)). Они представлены аркозовыми песчаниками с глинистым цементом, характеризуются интенсивными постдиагенетическими преобразованиями (катаклаз, разложение полевых шпатов на кварц-каолинитовый агрегат, образование вторичных пор выщелачивания), пористость пород изменяется от 2 до 10 %. Отличительной особенностью является повышенное содержание каолинита в цементе от 9.1 до 69.2 %, альбитизация плагиоклазов, что отмечается в породах, подвергающихся интенсивной флюидомиграции. Выделенные пласты могут служить перспективными коллекторами газоконденсата. Такие породы формировались в периоды смены трансгрессивно-регрессивных движений на момент существующего бореального Западно-Сибирского моря.

Литература

1. Алексеев В.П. Литолого-фациальный анализ: Учебно-методическое пособие к практическим занятиям и самостоятельной работе по дисциплине «Литология». Екатеринбург. Изд-во: УГГГА. 2003. С. 147.
2. Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Учебное пособие. Екатеринбург. Изд-во: УГГУ. 2005. 289 с.
3. Назарова А.А., Шаминаева М.И. Реконструкция фациальных и литолого-геохимических условий формирования среднеюрско-нижнемеловых газоносных отложений газового месторождения «С» (ЯНО) // Проблемы геологии и освоения недр. Т. 1. Томск. Изд-во: ТПУ. 2021. С. 22–24.
4. Николаенко О.Д., Вакуленко Л.Г. Нижнемеловые ихнофоссилии в морском и переходном комплексах Гыданского фациального подрайона (Западная Сибирь) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Симферополь. Изд-во: ЧерноморПРЕСС. 2016. С. 190.

5. Скляр Е.В. и др. Интерпретация геохимических данных. М. Изд-во: Интернет Инжиниринг. 2001. 288 с.
6. Шамина М.И., Рычкова И.В., Гладков Е.А. Литогеохимические и биостратиграфические особенности тюменской и наунакской свит (юго-восток Западной Сибири) // Нефтяное хозяйство. № 8. 2017. С. 42–46.
7. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар. Изд-во: Геопринт. 2011. С. 59–64.
8. Ян П.А., Вакуленко Л.Г. Смена состава ихнофоссилий в келловей-оксфордских отложениях Западно-Сибирского бассейна как отражение цикличности седиментогенеза // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 10. С. 1517–1537.

ПРИМЕНЕНИЕ ПРИРОДНЫХ СОРБЕНТОВ ДЛЯ УТИЛИЗАЦИИ НЕФТЯНЫХ РАЗЛИВОВ С ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Назарова Ю.И., Юрьева М.Д.

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск

В результате исследования определена адсорбционная емкость сорбента по метиленовому голубому; определены основные характеристики сорбента, а именно нефтепоглощение, водопоглощение, плавучесть; проведена химическая и физическая модификация сорбента. Объектом исследования является Сфагновый мох растительного происхождения. Цель работ – исследование процесса адсорбции углеводов с водных поверхностей природными сорбентами.

Введение

Внутренние водные пути России составляют более восьмидесяти тысяч километров. Природные водоемы служат естественным аккумулятором большинства загрязняющих веществ, поступающих непосредственно в атмосферу или литосферу. Это связано с глобальным круговоротом воды, способностью воды растворять различные газы и минеральные вещества. Многие предприятия, использующие нефтепродукты в качестве топлива, смазочные материалы и технологические жидкости сливают в реки, озёра и моря тонны неочищенных или недостаточно очищенных промышленных, поверхностных и ливневых сточных вод. Подобные сбросы наносят непоправимый ущерб экологии.

Проблема очистки вод – самая актуальная в области экологической безопасности нашей страны и наиболее действенной мерой в решении данной проблемы является предварительная очистка и предотвращение попадания в водоемы нефтепродуктов и других загрязняющих веществ.

Утилизация аварийных разливов нефти, нефтепродуктов и органических веществ на поверхности воды можно отнести к наиболее существенной задаче охраны окружающей среды.

Исходя из различных литературных источников, в воды Мирового океана попадает порядка 10 млн. тонн нефтепродуктов и органических веществ.

В Российской Федерации, большая часть нефтепродуктов добывается на территории Сибири (в Тюменской, Томской и Иркутской областях), от куда при помощи трубопровода нефть транспортируется по разливным уголкам России, а так же в страны ближнего и дальнего зарубежья. Трубопроводы могут проходить как под землей, так и под водой. Не редко, особенно находясь под водой, трубы подвержены коррозии, в следствие чего на их поверхности появляются трещины, через которые нефть начинает просачиваться на поверхность.

Попадание нефти и нефтепродуктов на поверхность земли и воду, может привести к огромному ущербу как растительного, так и животного мира. Вследствие аварийных разливов, теряется порядка 1 млн. тонн нефтепродуктов в год.

С увеличением количества аварий, возникающие при транспортировке нефти, увеличивается острота вопроса связанная с проблемами охраны окружающей среды. Приоритетным вопросом является перечень методов, которые необходимы для ликвидации аварийных разливов нефтепродуктов.

Одним из наиболее эффективных и экологических методов для решения данной проблемы является сбор нефтяной пленки с поверхности водоема при помощи нефтесорбентов.

Анализ многочисленной литературы по изучению свойств и структуры сорбентов позволяет сформулировать основные требования к сорбентам, которые применяются для сбора нефти и нефтепродуктов. К таким свойствам можно отнести гидрофобность, доступность и дешевизна

Таким образом, разработка эффективных методов ликвидации аварийных разливов органических веществ является актуальной задачей.

Способы ликвидации аварийных разливов нефтепродуктов:

1. Применение загрождений. С помощью загрождений нефтяное пятно концентрируется в одном месте и происходит откачка нефти. Данный метод не рационален, так как с нефть происходит откачка большого количества воды.

2. Применение химических веществ. Данный метод не подходит, так как смесь из остатков нефти и химикатов остается в воде и наносит большой урон окружающей среде.
3. Синтетические сорбенты. На сегодняшний день не разработан способ утилизации таких сорбентов.

Поэтому предлагается новый альтернативный метод утилизации аварийных разливов применение целлюлозосодержащих нефтесорбентов.

Сорбенты

Сорбенты можно разделить на три основных категории: природные органические, природные неорганические и синтетические.

Природные органические сорбенты включают торф, солому, сено, опилки.

Природные неорганические сорбенты состоят из глины, перлита, вермикулита, стекловаты, песка или вулканического пепла.

Синтетические сорбенты включают в себя искусственные материалы, которые аналогичны пластмассам, например, полиуретан, полиэтилен, и полипропилен.

Требования к сорбентам:

1. При контакте с водной поверхностью гранулы сорбента должны собирать нефтепродукты, не адсорбируя воду.
2. Максимальное насыщение должно достигаться за короткий промежуток времени.
3. Сорбенты должны обладать высокой плавучестью.
4. Утилизация использованного сорбента должна быть экономически и экологически выгодной.

Заключение

Попадание нефти и ее компонентов в окружающую среду, будь то на воздух, воду или почву, вызывает изменение их физических, химических и биологических характеристик, нарушая протекание естественных биохимических процессов. Сложность проблемы заключается не только в ее масштабах, но и в разработке критериев и методов борьбы с этим сложным и непостоянным по своему составу загрязнением. Ликвидация нефтяных загрязнений не обходится без применения различного рода сорбентов.

В данной работе были изучены основные свойства и характеристики сорбента. Предложенный сорбент способен увеличить эффективность очистки водных поверхностей до остаточного содержания нефти в воде.

Полученный сорбент отличается хорошей плавучестью, нефтеемкостью и малой скоростью осаждения. Сорбент содержит большое количество пор, развитую клеточную структуру, поэтому способен хорошо впитывать нефтепродукты и надолго их удерживать. Являясь по природе хорошим адсорбентом углеводородов, он исключает процессы их десорбции, а, следовательно – и вероятность вторичных загрязнений.

Литература

1. Артемьев А.В. Сорбционные технологии очистки воды от нефтезагрязнений. М. Изд-во: Вода: химия и экология. 2008. С. 19–25.
2. Архипов В.С. Определение адсорбционной способности торфа по метиленовому голубому. Методические указания к выполнению лабораторных работ по курсу «Химическая технология первичной и глубокой переработки нефти и газа» специальности 240403 «Химическая технология природных энергоносителей и углеродных материалов». Томск. Изд-во: Томского политехнического университета. 2011. 28 с.
3. Столяров К.П. Химический анализ в ультрафиолетовых лучах. М.-Л. 1965. 564 с.
4. Роговин З.А. Химические превращения и модификация целлюлозы. Изд. 2-е, перераб. и доп. М. Изд-во: Химия. 1979. 205 с.
5. Белькевич П.И., Чистова Л.Р. Торф и проблема защиты окружающей среды. Минск. Изд-во: Наука и техника. 1979. 55 с.

К ВОПРОСУ О МИНЕРАЛОГИИ ЖИЛЫ «ЯГОДКА-1» МЕСТОРОЖДЕНИЯ АМЕТИСТОВОЕ (КАМЧАТСКИЙ КРАЙ)

Нильцигаева К.А., Копытин С.В.

Воронежский государственный университет, Воронеж, niltsigaevakarunw@gmail.com; asterionn48@gmail.com

Введение

Месторождению Аметистовое находится в Пенжинском районе Корякского округа Камчатского края, и относится к золото-серебряным формациям. Геологически связано с Тклаваямской вулкано-тектонической структурой, расположенной в северо-западной части Корякско-Западно-Камчатской структурно-формационной зоны. Зона ограничивается глубинными разломами – Куюльско-Парапольским на северо-западе и Вывенским на юго-востоке. В строении структурно-формационной зоны участвуют дислоцированные отложения мелового фундамента и палеогеновые образования Корякско-Западно-Камчатского вулканогенного пояса. В пределах месторождения широко развиты рудные тела, которые подразделяются на два структурно-морфологических типа – жильные зоны и жилы. Жильные зоны состоят из 4–6 жил, помимо них имеется значительное количество единичных жил. Именно к данным рудным телам и приурочено золото-сульфидное рудопроявление.

Жила «Ягодка-1» выделена недавно и требует более детального изучения, с чем и связана цель работы.

Морфология и минералогия жилы «Ягодка-1»

Данная жила относится к южной группе, занимает территорию между Центральной и Юго-восточной группами жил, сама жила является стержневой с выдержанной мощностью и морфологией.

В целом, породы жилы представлены метасоматитами (рис. 1), гидротермально проработанными на отдельных участках.

Породам характерно концентрическое, полосчатое строение. В породах часто отмечается зональность – белые зоны чисто кварцевые, серые – кварц-хлоритовые, в которых сосредоточено большее количество рудных минералов. Между данными зонами сосредоточены каверны и зоны милонитизации.



Рис. 1. Макрофотография спилов пород.

Текстура пород преимущественно пятнистая, реже полосчатая. Характерны следы дробления для отдельно взятых зон. Отмечается и кокардовая текстура, присутствующая в ряде постмагматических месторождений, она образуется за счёт обломков породы более или менее изометричной формы, обрастающих корками руды. Кокардовая текстура может образоваться только в том случае, когда рудные растворы свободно циркулируют по открытым полостям. Данная текстура является показателем образования руд на малых глубинах при незначительном давлении.

Одна из отличительных черт – в породах наблюдается смена с хаотических зон расположения средне-крупнозернистого и угловатого кварца на зоны милонитизации, которые уже представлены мелкозернистым кварцем. Реже в породах наблюдается чередование вытянутых однонаправленных зон, сложенных крупнозернистым кварцем, и уже они сменяются зона-

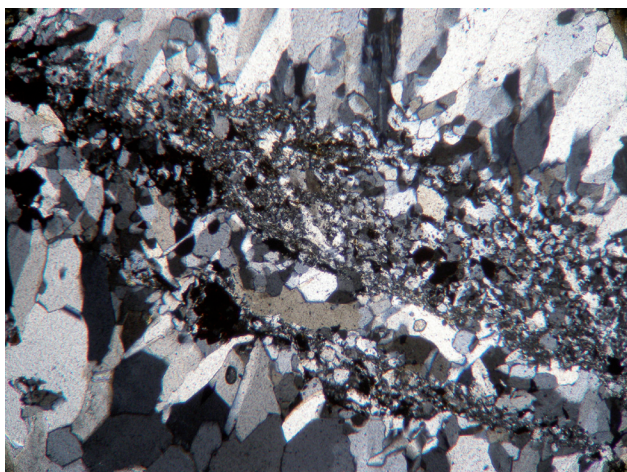


Рис. 2. Чередование вытянутых однонаправленных зон сменяется зонами милонитизации; увеличение 40×, николи параллельны.

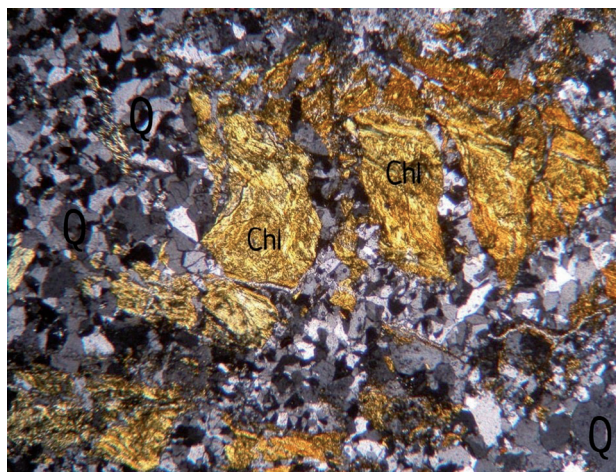


Рис. 3. Хлорит-кварцевая ассоциация; увеличение 40×, николи параллельны.

ми милонитизации, представленные мелкозернистым кварцем (рис. 2). Из макроописания следует отметить многочисленное присутствие каверн.

По минеральному составу основной и наиболее распространённый минерал – кварц и его другие генерации, например волокнистый халцедон, имеющие среднее значение размера зёрен 0.15×0.1 мм, преимущественно округлую и неправильную форму, но также отмечаются призматические агрегаты и сноповидные формы для халцедона. Кварц иногда может заполнять трещины. После него по распространённости идёт хлорит, нередко представленный сноповидными минеральными агрегатами. Процентное соотношение для этих минералов в породах в среднем составляет 70 % от общего объема (рис. 3).

Породы разбиты трещинами, по которым развивается гётит (рис. 4), придающий красную окраску локальным участкам мощностью менее 0,01 миллиметра. От площади породы занимают около 1–2 % и имеют стержневую форму.

Рудные минералы представлены пиритом (рис. 5), халькопиритом, сфалеритом, галенитом, золотом и аргентитом. Занимают в среднем около 5 % общего объема. Структура рудных минералов гипидиоморфнозернистая. Пирит и халькопирит характеризуются кубическими образованиями, остальные минералы дают агрегаты неправильной формой. Средний размер рудных минералов 0.2×0.1 мм, самые крупные зёрна достигают $0.6-0.9 \times 0.3$ мм в ширину.



Рис. 4. Трещина, заполненная гетитом; увеличение 40×, николи параллельны.

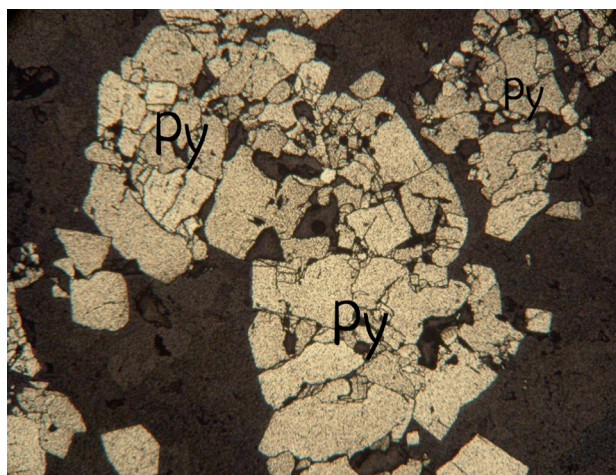


Рис. 5. Кубические выделения пирита; увеличение 40×, николи параллельны.

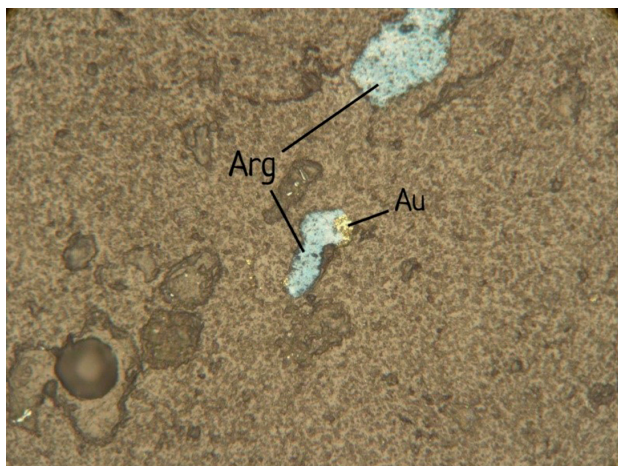


Рис. 6. Включения агрегатов золота в аргентите; увеличение 200×.

второстепенные – кальцит, диккит, адуляр, серицит. Рудные же минералы представлены пиритом, менее распространены сфалерит, галенит, халькопирит.

Литература

1. Залищак Б.Л., Бурилина Л.В., Кипаренко Р.И. Определение породообразующих минералов в шлифах и иммерсионных препаратах. Изд-во: Недра. 1981. 153 с. <https://www.geokniga.org/bookfiles/geokniga-zalishchak000.pdf>.
2. MacKenzie W.S., Guilford C. Atlas of rock-forming minerals in thin section // Copyright. 1980. 100 с. https://drive.google.com/file/d/1I0C6Hx1SuNFQq3sXemmJ6GVn1m7q9ZX_/view.
3. Сидоренко А.В. Геология СССР. Т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. Геологическое описание. М. Изд-во: Недра. 1964. 743 с. <https://www.geokniga.org/books/138>.
4. Чернышов А.И., Тишин П.А., Вологодина И.В. Структуры и текстуры магматических и метаморфических горных пород. Томск. Изд-во: Издательский дом Томского госуд. университета. 2018. 136 с. <https://drive.google.com/file/d/1yLz9OKpXFThLze5K8f5Xq-TUYYGCFUZz/view>.
5. Фото шлифов и аншлифов из коллекции Де Агостини и собственной коллекции раздел № 6. 2019. <https://www.toybytoy.com/collection/Photos-of-thin-sections-and-polished-sections-part-No-6>.

Золото встречается реже относительно других минералов почти всегда рядом с аргентитом, имеет средний размер 0.02×0.01 мм, округлую, неправильную форму. Нередко в виде включений или сростков с аргентитом (рис. 6). Соотношение золота к аргентиту составляет 1:10.

Выводы

Предварительные результаты исследования показали, что породы жилы «Ягодка-1» по составу можно отнести к золото-хлорит-сульфидно-кварцевой ассоциации. Минеральный состав ассоциации довольно устойчив, главные жильные минералы – кварц и хлорит,

ПОЛИХРОМНЫЙ ТУРМАЛИН ИЗ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ, ПЛОТНАЯ ЛАМБИНА

Петракова А.И., Ветрова М.Н.

Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, angelina.petrakowa@yandex.ru

Первое упоминание о наличии литиевых минералов в пегматитах Северной Карелии имеется в отчете Чупино-Лоухской экспедиции СЗГУ за 1951 г. Летом 1956 г. Ю.В. Никитин и И.С. Саухатас опубликовали статью, характеризующую это месторождение литиевых пегматитов в Северной Карелии. После 1956 года материалов и публикаций о турмалинах в районе поселка Амбарный не выпускалось. С того момента методы определения сильно шагнули вперед, собственно, как и сама классификация турмалинов.

Месторождение Плотная Ламбина расположено в Северной Карелии в Лоухском районе, примерно в 15 км к востоку-юго-востоку от поселка Амбарный. Представляет собой пегматитовое поле, объединяющее в себе семь пегматитовых жил, и только одна жила (жила № 82) содержит редкометальную минерализацию.



Рис. 1. Тройная диаграмма по группам турмалина.



Рис. 2. Тройная диаграмма по подгруппам турмалина.

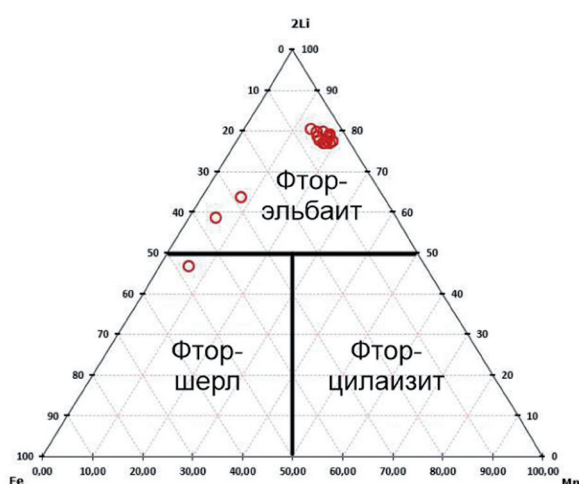


Рис. 3. Диаграмма Li-Fe-Mn (щелочная группа, подгруппа фтор-вида).

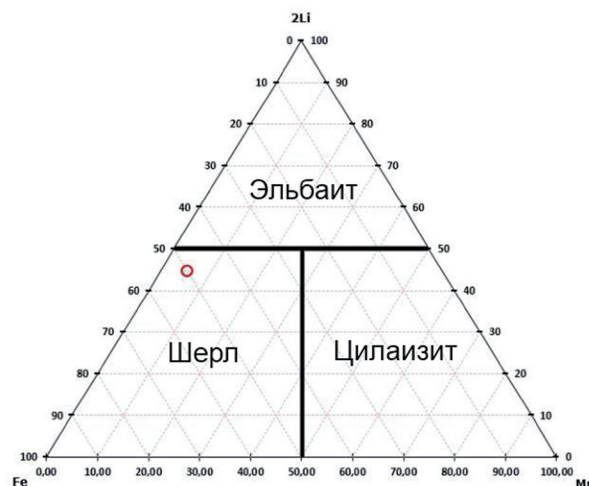


Рис. 4. Диаграмма Li-Fe-Mn (щелочная группа, подгруппа гидрокси-вида).



Рис. 5. Диаграмма Li-Fe-Mg (Ca-группа, подгруппа фтор-вида).

Согласно номенклатуре (Henry et al., 2011) супергруппу турмалинов разделяют на группы, подгруппы и минеральные виды.

В ходе работы, с помощью диаграмм, расположенных выше, был изучен химический состав минералов супергруппы турмалина с месторождения Плотная Ламбина. Было определено 4 минеральных вида: фтор-эльбаит (щелочная группа, подгруппа фтор-вида), фтор-шерл (щелочная группа, подгруппа фтор-вида), шерл (щелочная группа, подгруппа гидрокси-вида) и фтор-лиддиокоатит (кальциевая группа, подгруппа фтор-вида).

В образце PL3 наблюдаем зональный переход от фтор-эльбаита до шерла, также там был замечен фтор-шерл. Фтор-эльбаит и фтор-лиддиокоатит были замечены в образце PL1. В образцах PL2 и PL4 диагностируем фтор-эльбаит.

Литература

1. Ertl A., Henry D.J., Tillmanns E. Tetrahedral substitutions in tourmaline: a review // *European Journal of Mineralogy*. 2018. V. 30 (3). P. 465.
2. Henry D.J., Novák M., Hawthorne F.C., Ertl A., Dutrow B.L., Uher P., Pezzotta F. Nomenclature of the tourmaline-supergruop minerals // *American Mineralogis*. 2011. V. 96. P. 895–913.

Имеющиеся 4 образца (PL1-PL4) представлены пегматитом и находящихся в нем кристаллами полихромного турмалина от светло розового до черного оттенков.

Для определения минеральных видов был применен метод энерго-дисперсионного рентгеноспектрального анализа (Hitachi S-3400N с приставками). Все исследования проводились в ресурсных центрах СПбГУ (Рентгенодифракционные методы исследования и Геомодель).

По полученным с микронзондового микроанализа данным были рассчитаны коэффициенты формул и построены тройные диаграммы (рис. 1–5).

На 2018 год известно более 30 минералов, входящих в эту супергруппу (Ertl et al., 2018).

СТРАТИГРАФИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ГЛЯЦИАЛЬНЫХ, ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНЫХ И ЛИМНОГЛЯЦИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА г. ПЕТРОЗАВОДСКА

Родионов Г.Н.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, vegarus@inbox.ru

Введение

Стратиграфические особенности изучаемой территории связаны с непосредственным залеганием четвертичных отложений на докембрийском кристаллическом фундаменте. Интенсивное таяние поздневалдайского скандинавского ледникового покрова в районе современного Онежского озера началось около 14.500 тыс. лет назад. Предшествующие этому процессу этапы формирования морен и последующие события, связанные с дегляциацией и эволюцией Онежского приледникового озера (далее ОПО), сформировали современный геологический разрез, в котором преобладают собственно ледниковые, флювиогляциальные, лимногляциальные и современные озерные отложения. В данном исследовании приводятся результаты разделения отложений разных генетических типов (и фаций) с использованием методов изучения их физико-механических характеристик.

Отложения четвертичного покрова изучались в рамках проведения инженерно-геологических изысканий в пределах Петрозаводской агломерации. В работе использовались материалы полевых работ (описание керна и пробоотбор), проведенных автором в период 2019–2022 гг. Изыскания проводились с помощью мобильной буровой установки, методом колонкового бурения с параллельным отбором образцов. В результате были описаны 8 скважин в различных частях города и выполнены лабораторные испытания 83 образцов, которые включали стандартные методы определения физико-механических характеристик грунтов (ГОСТ 12536-2014).



Рис. 1. Расположение устьев скважин и Начальная стадия формирования ОПО (14.5 тыс. л. н.) (Субетто и др., 2019).

(рис. 1). Для более точного отображения профилей поверхности использовались топографические карты. Для более точного и корректного определения геологических границ на разрезах использовались материалы геологической съемки из карт четвертичных отложений различных масштабов (Государственная...).

В работе также используются данные, опубликованные в литературных источниках, а именно: результаты бурения и пробоотбора из одной скважины на территории города (Серба, 1989).

Отметки устьев скважин и их географические координаты определялись инструментально. Стратиграфические колонки четвертичных отложений в скважинах на различных высотных отметках отражают различные генетические типы отложений, их мощность и строение, что в свою очередь позволяет определить связь отложений различного возраста с историей дегляциации территории и деятельностью ОПО. Для этих целей по географическим координатам точек бурения были построены два геологических разреза (вкрест простирания террас ОПО)

Результаты

В скважинах были вскрыты следующие типы отложений:

1. (tQH). Современные техногенные отложения развиты с поверхности повсеместно. Техногенные грунты характеризуются неоднородным составом и строением, высокой пространственно-временной изменчивостью свойств. В рамках данного исследования не изучались (за исключением определения мощности).

2. (lQH) Современные озерные отложения. Представлены песками различного гранулярного состава, с преобладанием крупных (более 0.5 мм.) частиц и часто встречающимися прослоями галечных отложений.

3. (lgQIIIvd3) Лимногляциальные отложения. Приурочены к древним и современным террасам Онежского озера, сложены суглинистыми, часто слоистыми отложениями с включениями валунов, гравия и гальки различной формы и степени окатанности. Упомянутые литологические особенности связаны с формированием лимногляциальных отложений непосредственно на размываемой морене супесчано-суглинистого состава с последующим переотложением как грубообломочных, так и окатанных включений в матриксе седиментационно разделенных в воде мелких частиц. Отличительными чертами данных отложений является более низкая плотность по сравнению с мореной, однородный состав (70 % частиц имеют размеры менее 0.1 мм. и классифицируются как пылеватые), минимальные содержания песчаных частиц (0.1–1 мм), слоистость.

4. gQIIIvd3. Ледниковые отложения – основная морена верхневалдайского оледенения. Представлена темно-серой плотной (более 2.2 г/см³) супесью с гравием и галькой характерной утюгообразной формы, валунами размером по длинной оси до 1.5 м. Данные отложения характеризуются высокими содержаниями пылеватых фракций и мелких песчаных частиц размерами 0.25–1 мм (39 % – здесь и далее все процентные содержания массовые усредненные).

5. fgQIIIvd2. Флювиогляциальные отложения. Песок средне-крупнозернистый с окатанной галькой, хорошо отсортированный. Отличительными особенностями являются примерно равное соотношение песчаных фракций (от 7 до 27 % каждой фракции, 50 % суммарно) при низких содержаниях пылеватых и глинистых частиц (менее 17 % суммарно) и часто встречающейся гальке (27 %, вплоть до линз галечника).

6. gQIIIvd1(?). Ледниковые отложения, предположительно морена нижневалдайского оледенения QIIIvd1. Представлена суглинком моренным серым, плотным (более 2.3 г/см³) с гравием и галькой характерных форм и различной степени окатанности. Выделяется в отдельный стратиграфический горизонт из-за своего положения в разрезе и особенностей гранулометрического состава. Нижневалдайская морена содержит более 62 % пылевато-глинистых частиц, по своей пластичности приближаясь к глинам. Вместе с тем, высокая плотность, наличие характерных для морены обломочных включений и валунов, неоднородность состава позволяют уверенно классифицировать данные отложения как ледниковые.

Предположительно самые древние ледниковые отложения были вскрыты в скважинах 1, 2, 6. Представлены моренными суглинками и глинами мощностью более 10 м, и относятся к нижневалдайской морене возрастом (170–70 тыс. лет) (Шелехова, 2017). Над мореной (QIIIvd1?) в скважинах 2, 3, 4, 5, 6 залегает невыдержанный горизонт флювиогляциальных отложений максимальной мощностью более 20 м. В скв. 5 флювиогляциальные отложения находятся непосредственно на песчаниках петрозаводской свиты докембрия (Глушанин и др., 2011). В остальных скважинах данный горизонт отсутствует, предположительно из-за процессов экзарации в результате деятельности ледника верхневалдайского времени (QIIIvd3). В скважинах 1, 5, 6 вскрыта перекрывающая флювиогляциальные отложения супесчаная морена верхневалдайского оледенения (выявленной мощностью более 10 м.). К разрушению и переотложению нижележащих слоев привела деятельность и приледникового водоема, в скважинах 2, 7, 8, вскрыты лимногляциальные отложения, представленные суглинком слоистым с включениями валунов, гравия и гальки различной формы и окатанности. Высотные отметки лимногляциальных отложений коррелируют с данными максимального уровня ОПО (Демидов, 2005). В 9 скважине вскрыты песчаники петрозаводской свиты, на которых

залегают современные озерные отложения песчаного состава. Высотные отметки данной скважины маркируют уровень максимального размыва и переотложения четвертичных отложений в результате деятельности Онежского озера (рис. 2).

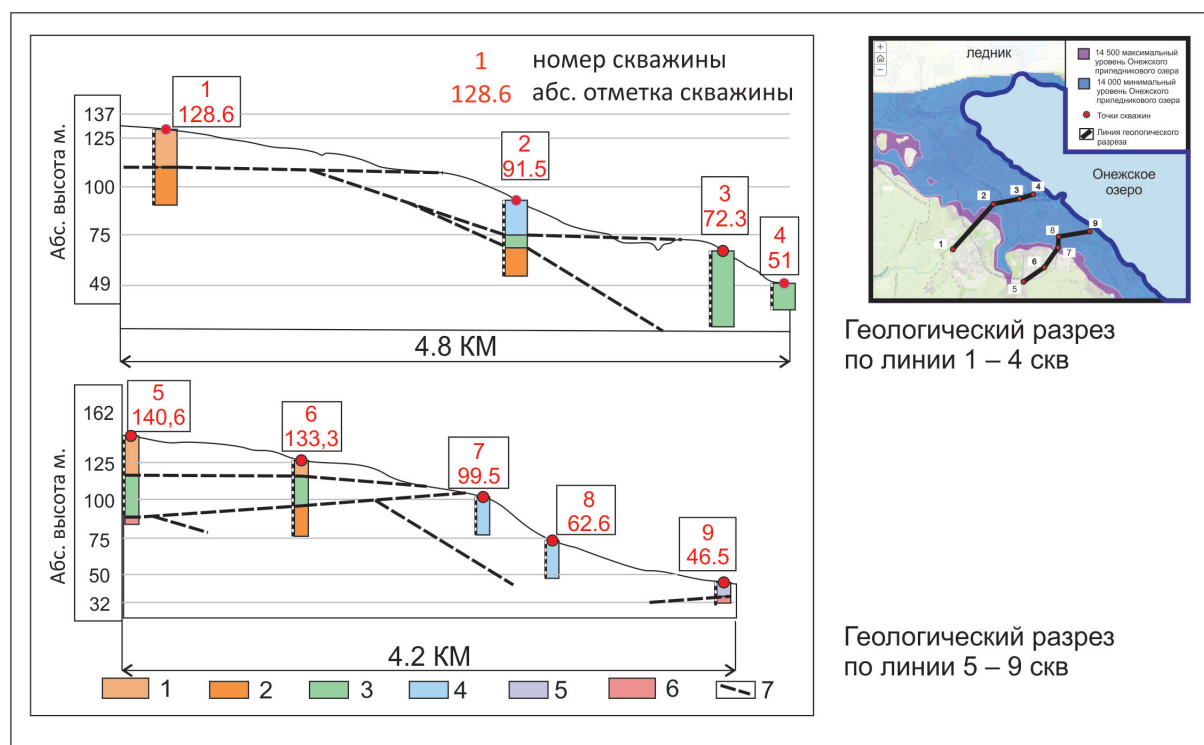


Рис. 2. Взаимное положение четвертичных отложений в г. Петрозаводске: 1 – собственно ледниковые отложения. Супесь моренная с гравием и галькой различной формы и окатанности. (gQIIIvd3); 2 – собственно ледниковые отложения. Суглинок моренный с галькой различной формы окатанности. (gQIIIvd1?); 3 – флювиогляциальные отложения. Песок средне-крупнозернистый с окатанной галькой; 4 – лимногляциальные отложения. Суглинок с включениями валунов, гравия и гальки различной формы и окатанности; 5 – современные озерные отложения представлены песками различной зернистости; 6 – кварцитопесчаник Петрозаводской свиты; 7 – границы стратиграфических горизонтов (предполагаемые).

Заключение

В результате обработки полученных данных предпринята попытка реконструкции процессов дегляциации территории г. Петрозаводска, деятельности ОПО и формирования отложений, связанных с данными процессами.

- 1 этап – связан с накоплением ранневалдайской морены суглинистого состава
- 2 этап – формирование флювиогляциальных отложений межледниковья (средний валдай)
- 3 этап – образование ледниковых отложений супесчаного поздневалдайского оледенения
- 4 этап – образование ОПО в период отступления ледника (сопровождается процессами размыва и переотложения морен и флювиогляциальных песков). Происходит формирование лимногляциальных суглинков (Демидов, 2004).

5 этап – резкое падение уровня ОПО до современных отметок с образованием террас и накоплением озерных отложений (Демидов, 2006).

Строение четвертичного покрова территории обусловлено двумя основными и взаимосвязанными факторами: условиями аккумуляции отложений в ледниковое время, деятельностью поздне- и послеледникового водоема.

Литература

1. ГОСТ 12536-2014 Грунты. Методы лабораторного определения гранулометрического (зернового) и микроагрегатного состава.

2. Государственная геологическая карта Российской Федерации 1:1000000 (Карта четвертичных отложений).
3. Серба Б.И., Левкин Ю.М., Самохвалов В.А. Грунты Карелии. Петрозаводск. Изд-во: Карелия. 1989. 164 с.
4. Демидов И.Н. Деградация поздневалдайского оледенения в бассейне онежского озера // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск. Изд-во: КарНЦ РАН. 2005. С. 134–142.
5. Демидов И.Н. Донные отложения и колебания уровня Онежского озера в позднеледниковье // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск, 2004. С. 207–218.
6. Демидов И.Н. О максимальной стадии развития онежского приледникового озера, изменениях его уровня и гляциоизостатическом поднятии побережий в позднеледниковье // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск. Изд-во: КарНЦ РАН. 2006. С. 171–178.
7. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения). Петрозаводск. Изд-во: КарНЦ РАН. 2011. 431 с.
8. Субетто Д.А., Потахин М.С., Зобков М.Б., Тарасов А.Ю., Шелехова Т.С., Гурбич В.А. Развитие Онежского озера в позднеледниковье по результатам ГИС-моделирования // Геоморфология. 2019. № 3. С. 83–90. <https://doi.org/10.31857/S0435-42812019383-90>.
9. Шелехова Т.С. Актуальные проблемы четвертичной геологии карелии: стратиграфия, геохронология, палеогеография // Современные проблемы четвертичной геологии и географии Северо-запада европейской части России и сопредельных стран. Изд-во: КарНЦ РАН. 2017. С. 10–17.

АУТИГЕННЫЕ КАРБОНАТЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

Рубан А.С.

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, ruban@mail.ru

Микробиальные карбонаты представляют собой уникальные геохимические и геологические архивы, позволяющие реконструировать условия их формирования, включая оценку биогеохимических условий и источников углекислоты. Это становится возможным благодаря тому, что при образовании карбонатов ими в разной степени наследуется изотопный состав «материнского» углерода, а также захватываются различные микроэлементы, чувствительные к изменениям окислительно-восстановительных условий в процессе диагенеза (Hood, Wallace, 2018; Smrzka et al., 2021; Zhou et al., 2016). Аутигенные карбонаты «метанового» происхождения формируются в условиях сульфат зависимого анаэробного окисления метана, контролируемого консорциумом сульфатредуцирующих бактерий и метанооксиляющих архей. Такие условия типичны для метановых сипов – участков, где химически неравновесные с морской водой и обогащенные метаном (или другими углеводородами) флюиды, мигрируют через осадочные горизонты по разломам и трещинам, а также через поровое пространство, и высвобождаются на границе «морская вода-донные осадки» (Naehr et al., 2007). В данной работе представлены результаты петрографических, минералогических и геохимических исследований, включая состав стабильных изотопов углерода и кислорода, аутигенных карбонатов, отобранных на крайне малоизученном участке разгрузки метан-содержащих флюидов на континентальном склоне моря Лаптевых.

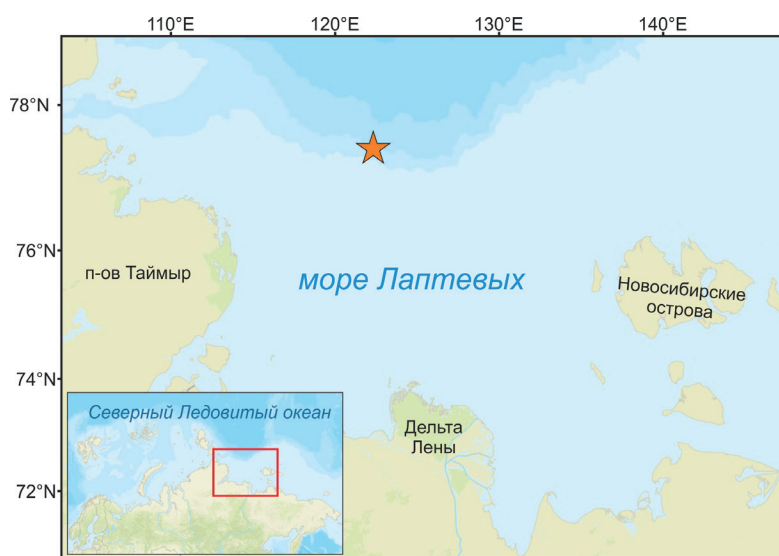


Рис. 1. Карта расположения участка отбора фактического материала.

Образцы аутигенных карбонатов были отобраны в западной части континентального склона моря Лаптевых (рис. 1) в ходе 82-го рейса научно-исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш». Для идентификации основных карбонатных фаз были изготовлены полированные шлифы из исследуемых карбонатных образцов. Петрографические исследования выполнялись на поляризационном микроскопе CARL ZEISS Axio Imager 2, оснащённом камерой AxioCam MRc5. Сканирующая электронная микроскопия проводилась с использованием сканирующего электронного микроскопа TESCAN VEGA 3 SBU, оснащённого детектором для рентгенофлуоресцентного энергодисперсионного анализа (ЭДС) OXFORD X-Max 50. Валовой минералогический состав аутигенных карбонатов изучался с помощью рентгеновского дифрактометра Bruker D2 Phase. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах определялся на масс-спектрометре Delta V Plus (Thermo Fisher Scientific). Концентрации микроэлементов измерялись методом масс-спектропии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) с использованием прибора ELAN DRC-e.

В морфологическом отношении изученные карбонаты представлены тремя разновидностями: изометричными корками, сферическими или эллиптическими конкрециями и вытянутыми цилиндрическими конкрециями размером до 10 см в диаметре. Согласно данным рентгенодифракци-

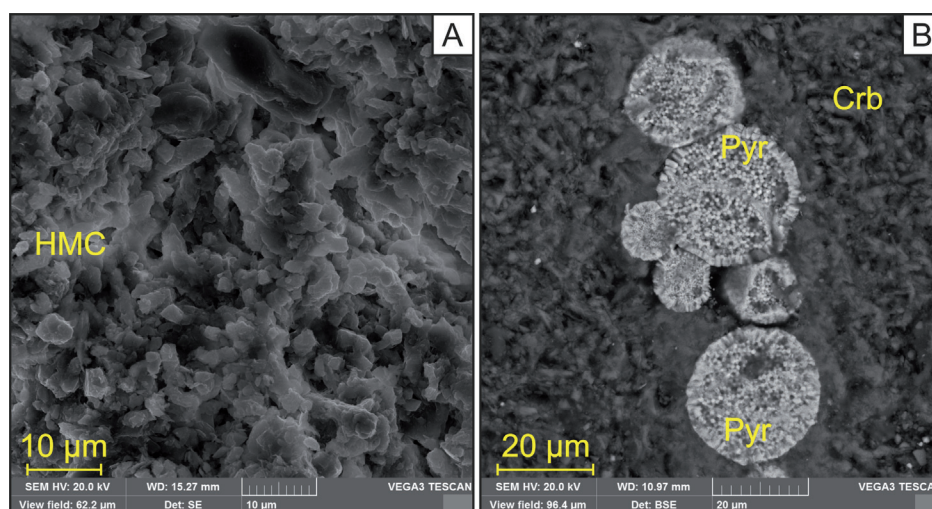


Рис. 2. СЭМ-фотографии, иллюстрирующие микроструктуру (А) и включения фрамбоидального пирита (В) в аутигенных карбонатах с континентального склона моря Лаптевых: НМС – высокомагнезиальный кальцит, Pyr – пирит.

онного анализа, среди карбонатных минералов в стяжениях выявлены Mg-кальцит, доломит и кутногорит, суммарное содержание которых варьирует от 32.8 до 52.1 %. Обломочная фракция представлена кварцем (22.1–27.9 %), полевыми шпатами (11.7–24.8 %) и глинистыми минералами (11.2–20.3 %). Кварц и полевые шпаты представлены округлыми зёрнами алевритовой размерности, беспорядочно распределёнными в карбонатной матрице. Микрокристаллическая карбонатная матрица в основном состоит из агрегата Mg-кальцита и глинистых минералов. Значения d_{104} валовых проб карбонатных стяжений находятся в пределах от 2.993 Å до 3.008 Å, а расчётные значения содержания $MgCO_3$ изменяются в диапазоне от 9.1 до 14.0 мольных %.

В ассоциации с Mg-кальцитом наблюдаются различные агрегаты фрамбоидального пирита, заполняющие пустоты и замещающие остатки органики. Вытянутые скопления фрамбидов пирита имеют длину до 500 мкм и состоят как из идиоморфных кристаллов (около 15 мкм) так и из агрегатов типа «sunflowers» (диаметром до 70 мкм) (рис. 2).

Низкие значения $\delta^{13}C$ изученных карбонатов (от 50.6 до 32.4 ‰) свидетельствуют о том, что их формирование происходило в результате анаэробного окисления метана. Полученные значения $\delta^{13}C$ можно разделить на две группы: 1-я группа со значениями $\delta^{13}C$ от – 35.8 до – 32.4 ‰ и 2-я группа со значениями $\delta^{13}C$ от – 50.6 до – 41.9 ‰. Резко отрицательные значения $\delta^{13}C$ карбонатов 2-й группы указывают на то, что источником углерода является биогенный метан, тогда как значения $\delta^{13}C$ 1-й группы, вероятно, свидетельствуют о смешении биогенного метана с углеродом из других источников, наиболее вероятным из которых является термогенный метан. Слабая изменчивость изотопного состава кислорода ($\delta^{18}O = 4.7–5.5$ ‰) свидетельствует об отсутствии существенных колебаний температуры придонной воды в процессе осаждения карбонатов. Теоретическое значение $\delta^{18}O$ для Mg-кальцита, равновесного с морской водой в придонном горизонте, составляет 4.0 ‰, что ниже измеренных значений $\delta^{18}O$ в изученных образцах. На участках разгрузки метан-содержащих флюидов обогащение поровой воды тяжёлым изотопом кислорода может быть вызвано дегидратацией глинистых минералов (Hensen et al., 2004; Hesse, 2003), дестабилизацией газовых гидратов (Davidson et al., 1983; Hesse and Harrison, 1981), а также глубинными флюидами, поступающими из нефтяных и/или газовых месторождений (Sofer and Gat, 1975). Сейсмические данные демонстрируют наличие многочисленных акустических аномалий с признаками газонасыщенности и горизонта BSR в отложениях континентального склона моря Лаптевых (Bogoyavlensky et al., 2022), что в совокупности с изотопным составом карбонатного углерода может свидетельствовать о наличии газовых гидратов метана в осадочном чехле континентального склона моря Лаптевых.

Карбонаты демонстрируют слабое обогащение кобальтом, умеренное и сильное обогащение мышьяком, молибденом и сурьмой и сильное обогащение ураном. As, Sb и Co коррелируют

с содержанием пирита, что указывает на роль сульфидов железа в накоплении некоторых редокс-чувствительных микроэлементов. Мы предполагаем, что восходящие метан-содержащие флюиды играют существенную роль в обогащении аутигенных карбонатов As, Mo, Sb, U на материковом склоне моря Лаптевых.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант № 21-77-00033).

Литература

1. Davidson D.W., Leaist D.G., Hesse R. Oxygen-18 enrichment in the water of a clathrate hydrate // *Geochimica and Cosmochimica Acta*. 1983. V. 47. P. 2293–2295. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(83\)90053-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(83)90053-4).
2. Hensen C., Wallmann K., Schmidt M., Ranero C.R., Suess E. Fluid expulsion related to mud extrusion off Costa Rica – A window to the subducting slab // *Geology*. 2004. V. 32. P. 201–204. <https://doi.org/10.1130/G20119.1>.
3. Hesse R. Pore water anomalies of submarine gas-hydrate zones as tool to assess hydrate abundance and distribution in the subsurface: What have we learned in the past decade? // *Earth-Science Review*. 2003. V. 61. P. 149–179. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00117-4](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00117-4).
4. Hesse R., Harrison W.E. Gas hydrates (clathrates) causing pore-water freshening and oxygen isotope fractionation in deep-water sedimentary sections of terrigenous continental margins // *Earth and Planetary Science Letters*. V. 55. P. 453–462. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(81\)90172-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(81)90172-2).
5. Hood A. van S., Wallace M.W. Neoproterozoic marine carbonates and their paleoceanographic significance // *Global and Planetary Change*. 2018. V. 160. P. 28–45. <https://doi.org/10.1016/J.GLOPLACHA.2017.11.006>.
6. Naehr T.H., Eichhubl P., Orphan V.J., Hovland M., Paull C.K., Ussler W., Lorenson T.D., Greene H.G. Authigenic carbonate formation at hydrocarbon seeps in continental margin sediments: A comparative study // *Deep-Sea Research Part II Topical Studies in Oceanography*. V. 54. P. 1268–1291. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2007.04.010>.
7. Smrzka D., Zwicker J., Lu Y., Sun Y., Feng D., Monien P., Bohrmann G., Peckmann J. Trace element distribution in methane-seep carbonates: The role of mineralogy and dissolved sulfide // *Chemical Geology*. 2021. V. 580. P. 120357. <https://doi.org/10.1016/J.CHEMGEO.2021.120357>.
8. Sofer Z., Gat J.R. The isotope composition of evaporating brines: Effect of the isotopic activity ratio in saline solutions // *Earth and Planetary Sciences Letters*. 1975. V. 26. P. 179–186. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90085-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90085-0).
9. Zhou C., Guan C., Cui H., Ouyang Q., Wang W. Methane-derived authigenic carbonate from the lower Doushantuo Formation of South China: Implications for seawater sulfate concentration and global carbon cycle in the early Ediacaran ocean // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2016. V. 461. P. 145–155. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.08.017>.

ПОИСК СВИДЕТЕЛЬСТВ РУДООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ В СОСТАВЕ МОРСКИХ ЖЕЛЕЗНЯКОВ

Рудмин М.А.^{1,2}

¹ Томский политехнический университет, Томск, rudminma@tpu.ru

² Тюменский государственный университет, Тюмень, rudminma@tpu.ru

Морские железняки – это осадочные породы с повышенной долей железа (более 15 % в валовой доле) и обычно колломорфной (ооидовой, пелоидовой и пр.) структурой (Van Houten and Bhat-tacharya, 1982; Young, 1989), накапливающиеся среди морских отложений. Масштабные скопления железняков соответствуют крупнотоннажным месторождениям и рудным провинциям, которые как правило оконтуриваются по пластовым и линзовидным толщам с валовой долей Fe_2O_3 (общ) выше 30 %. Исторический пик промышленного интереса к данному типу месторождений – осадочные морские месторождения – приходится на период с конца XIX в. до 60-х годов XX в. (Berglund, 1919), в котором важнейшая роль принадлежала добыче так называемых «минеттовых» руд Лотарингского бассейна юрского возраста (Франция, Германия, Люксембург). Однако, несмотря на сниженный индустриальный интерес месторождения и рудные бассейны морских железняков заключают в себе серию дискуссионных фундаментальных вопросов (Kimberley, 1994; Matheson and Pufahl, 2021; Rudmin et al., 2020; Van Houten and Arthur, 1989; Young, 1989; Павлов и др., 1991), решение которых предсказывает возможность получения ряда прикладных результатов. К примеру вопросы генезиса осадочных месторождений железа охватывают потенциальные парагенетические взаимосвязи с другими видами полезных ископаемых. С одной стороны, опираясь на классические представления о выветривании магматогенных и/или метаморфогенных провинций, прилегающих к морским бассейнам горных областей, с последующем выносом, миграцией и интенсивной седиментацией металлов в обстановках смешения речных и морских вод (Страхов, 1947; Формозова, 1959; Белоус и др., 1964; Шнюков и др., 1976), была предложена связь морских железняков с осадочными месторождениями алюминия, марганца, а также россыпями титана и циркония. С другой стороны, с конца 70-х годов XX в. была выдвинута теория «эксгаляционной» или низкотемпературной гидротермальной природы морских железняков (Kimberley, 1989; Pavlov, 1996), которое по мере её развития позволила ряду ученых выдвинуть идею взаимосвязей этих месторождений со стратиформными залежами цветных металлов и/или нижележащими залежами углеводородов (Павлов, 1989). В данной работе приводятся результаты поиска структурных, минералогических и геохимических свидетельств для оценки и систематизации основных рудообразующих процессов в различных месторождениях и рудопроявлениях морских железняков на примере Западно-Сибирского бассейна.

Первичным материалом для исследований послужили образцы морских железняков верхнемеловых и нижнепалеогеновых толщ Бакчарского месторождения в Западной Сибири (Россия). Основные аналитические работы выполнялись с использованием следующих методов: петрографический анализ, сканирующая электронная микроскопия с локальным энергодисперсионным анализом, частично Рамановская-спектроскопия, микрокриотермометрический анализ и лазерная абляция с индуктивно-связанной плазмой.

Бакчарское месторождение морских железняков (Западная Сибирь) характеризуется широкой выборкой минералов различного генезиса. Аллотигенные компоненты представлены кварцем, лито- и петрокластами, полевыми шпатами, цирконом, магнетитом, ильменитом, монацитом, реже эпидотом, рутилом, анатазом, сфеном и пр. Основными аутигенными компонентами являются бертьерин-гетитовые ооиды и пелоиды, гетитовые микроооиды, интракласты, бортриоиды и кортоиды, глауконит, фосфоритовые желваки (гидроксилатит), а также сидеритовый, сидерит-шамозитовый, лепидокрокитовый цемент и иллит-смектитовый матрикс. Кроме перечисленных (гетит, гидрогетит, сидерит, глауконит, лепидокрокит, бертьерин, шамозит) к аутигенным минералам относятся следующие: пирит, пирротин, грейгит, галенит, вюрцит, акантит, халькопирит, герф-

сдорфит, барит, баритоцелестин и целестин, клаусталит, скутеррудит, золото, ртуть-сульфидные фазы, фосфат легких редкоземельных элементов (аутигенный монацит), вивианит, церианит.

Вертикальная зональность в толще месторождения отмечается в некоторых горизонтах и выражается в смене аутигенных минералов. В некоторых участках на интервалах мощностью около 2 м (подошва люлинворской свиты, подошва ганькинской свиты, кровля ипатовской свиты) прослеживается смена минеральных ассоциации цемента ооидовых железняков в следующей последовательности (снизу-вверх): иллит + сидерит + вюрцит, иллит + сидерит + пирротин + грейгит, иллит + смектит + фрамбоидальный пирит, иллит + смектит + гидрогётит. Отличительные ассоциации соответствуют смене в маломощном интервале химических зон от метановой (зона метаногенеза) через сульфидную (сульфат-метановая транзитная зона) до железистой (зона редукции железа). Также в толщах ипатовской и славгородской свит в слоях железняков мощностью 2–2.5 м отмечается смена (снизу-вверх) сидеритовой ассоциации на сидерит-пиритовую и выше пиритовую среды иллит-смектитового матрикса. Латеральная зональность слабо проявлены в масштабе рудного месторождения. В горизонтах крепко сцементированных ооидовых железняков с сидеритовым цементом (фация F4) отмечаются локальные зоны площадью от 250 до 700 м² в которых минеральная ассоциация минералов цемента сменяется с иллит-сидеритовой (с вюрцитом) на пирротин-грейгит-сидеритовую.

В сидеритовом цементе газовойжидкие включения (ГЖВ) характеризуются двумя основными категориями. ГЖВ первой разновидности (ГЖВ-I) преимущественно двухфазовые и имеют размеры 2–6 мкм. Они неравномерно распределены в пространстве цемента. ГЖВ первой разновидности детектируются в сидерите среди железняков люлинворской свиты (бакчарский рудный горизонт), ганькинской и славгородской свит (колпашевский рудный горизонт). Температура гомогенизации ГЖВ-II (двухфазовых включений) варьирует в средних пределах 170–290 °С. Статистически эти значения характеризуются бимодальным распределением в интервалах 170–220 °С и 240–290 °С. Температуры гомогенизации 240–290 °С типичны для ГЖВ-I в железняках колпашевского горизонта (верхний мел, славгородская и ганькинская свиты, глубины от 190 до 230 метров в западной части месторождения). В составе ГЖВ-I был зафиксирован метан (рис. 1) на основе характеристических пиков Раман-спектров (при 2929 см⁻¹). ГЖВ второй разновидности (ГЖВ-II) состоят из одной или двух фаз с размерами от 0.5 до 2 мкм. Они фиксируются в железняках славгородской свиты (также колпашевский горизонт) на глубинах 210–220 м. Структурно эти ГЖВ приурочены к плоскостям спайности или трещиноватости в сидерите, что позволяет рассматривать их вторичную природу. Температура гомогенизации ГЖВ-II изменяется в пределах 160–180 °С.

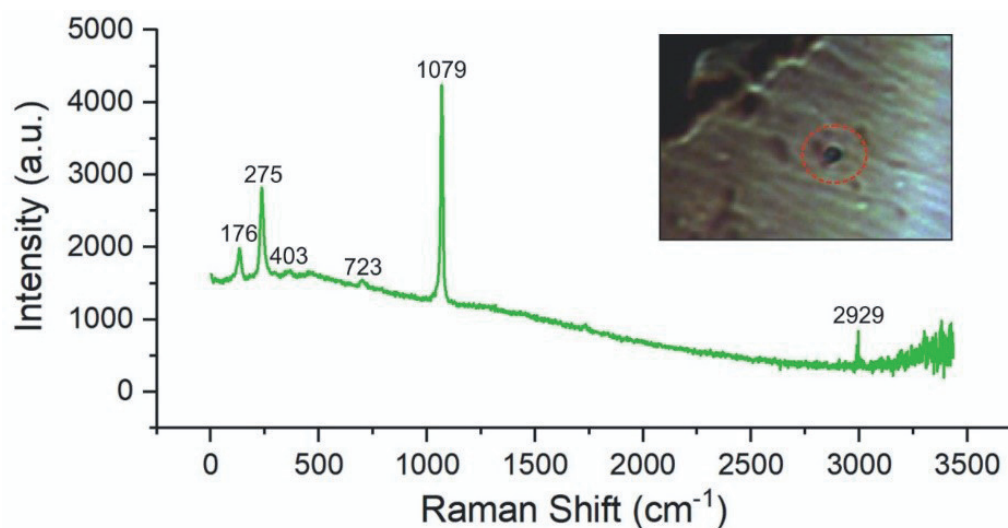


Рис. 1. Раман-спектр ГЖВ-I в сидеритовом цементе железняка с пиком 2929 см⁻¹ соответствующим метану. Сидерит характеризуется пиками 1079, 723, 275 см⁻¹. На снимке петрографический снимок анализируемого флюидного включения.

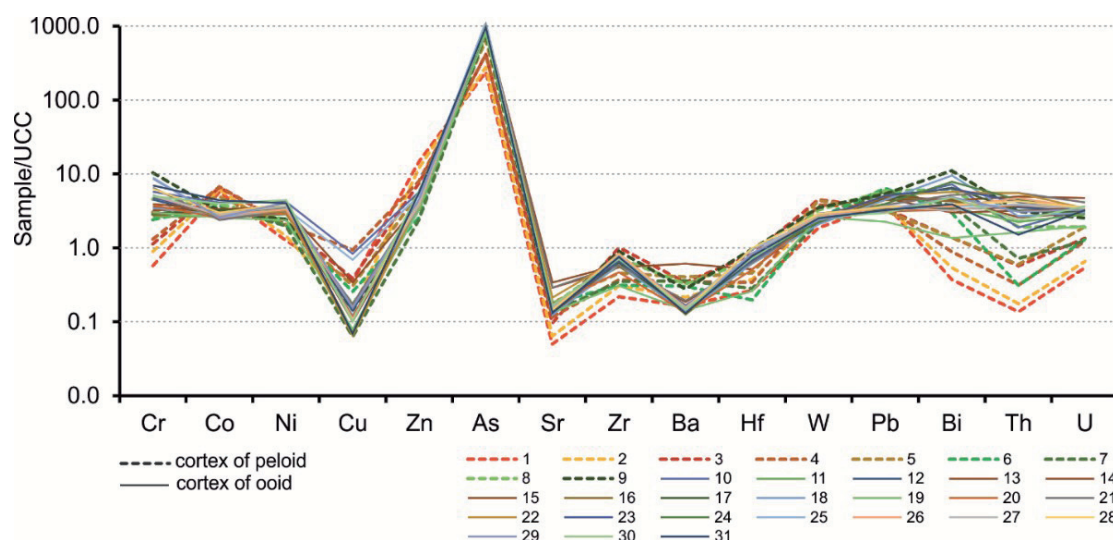


Рис. 2. Спайдер-диаграммы, нормализованные на средние содержания микроэлементов в земной коре по (Taylor and McLennan, 1985), показывающие распределения металлов в ооидах и пелоидах Бакчарского месторождения.

Кортекс ооидов и пелоидов (аутигенная часть, то есть концентрическая или однородная корка/оболочка) были проанализированы для определения геохимических особенностей основных железистых фаз методом лазерной абляции с индуктивно связанной плазмой. Было выделено несколько подгрупп микроэлементов. As и Zn присутствуют в высоких концентрациях (> 170 ppm) во всех типах сфероидов (рис. 2), в то время как Co, Cr, Cu, Ni и Pb накапливаются в более низких концентрациях (< 200 ppm). Ооиды и пелоиды относительно обогащены As, Co, Ni, Zn, Pb, W, Cr и U и относительно обеднены Cu, Sr, Zr, Hf и Ba по сравнению со средними содержаниями в земной коре (см. Taylor and McLennan, 1985). При этом концентрации Bi и Th в сфероидах находятся на уровне средних содержаний в земной коре. Было проведено сравнение концентраций микроэлементов в ооидах и пелоидах (рис. 2). Ооиды отличаются от пелоидов более высоким содержанием U, Th, Ni и Cr. Пелоиды показывают более широкие вариации содержаний Cr, Bi, Th и U.

На основе полученных результатов была составлена унифицированная последовательность осаждения и формирования минералов. Осаждение аллотигенных минералов происходило в первую (детритовую) стадию (кварц, полевые шпаты, циркон, магнетит, ильменит, монацит и пр.). Минералообразование в условиях поверхности морского дна (стадия 2, аутигенное осаждение) способствовало образованию гётита (гидрогётита) и бертьерина (в виде ооидов и пелоидов), глауконита, «аутигенного» монацита, гидроксилпатита, фрамбоидов пирита (первой разновидности, то есть аноксидный согласно (Rudmin et al., 2020)), вероятно галенита, вюрцита и барита. В условиях раннего диагенеза (стадия 3, диагенез) в верхнем слое осадка (система поровая вода-осадок) происходило образование шамозита (за счёт изменения глауконита), фрамбоидов пирита (второй разновидности – субоксидные), а также их эволюционный рост до идиоморфного пирита, галенита, вюрцита, а также начальный момент для грейгита и пирротина. В условиях прогрессивного диагенеза (стадия 4, прогрессивный диагенез) по мере погружения осадочного слоя были условия для последующего формирования минералов – сидерита, пирротина, грейгита и идиоморфного пирита. При воздействии метеорных вод (стадия 5, метеорная) образовывались разновидности сидерита, включая кальциевый и магниезиальный. При этом ассоциация аутигенных минералов зависит от начальных условий диагенеза, то есть от физико-химических условий среды, в которую поступают новые порции металлов.

Ритмично-зональная или микроламинарная внутренняя структура ооидов, а также особенности минерального состава железняков отражают колебания физико-химических условий осаждения вещества. Осаждение бертьерина и (гидро-)гётита происходило в условиях морского дна из насыщенной железом воды. Гидротермальный источник железа в гетите подтверждается геохи-

мией отдельных минеральных фаз, что противоречит концепции континентального выветривания как основного источника металлов для данного типа месторождений. Вверх-диффундирующие через осадочный чехол Западной Сибири металлонасыщенные растворы и флюиды, вероятно, были основными источниками железа для Бакчарского месторождения и всего Западно-Сибирского бассейна. В таких условиях тектонические поднятия бассейна во время раннего палеогена (Vibe et al., 2018) и в коньяк-сантонский интервал (Saunders et al., 2005) способствовали обильной эксгаляции железо-насыщенных флюидов. Этот процесс переходил в интенсивное и масштабное осаждение бертьерин-гетитовых ооидов и пелоидов. Распространение рудных полей Западно-Сибирского бассейна контролируется отрицательными тектоническими структурами регионального уровня, которые контрастно проявляются в магнитном поле изучаемых территорий. В северной части бассейна подобные структуры являются южным окончанием Худосейской рифтовой зоны и к ней приурочены Елогуйское и Туруханское месторождения ооидовых железняков. Многофакторные условия седиментации, включая приток металлов, уровень биопродуктивности, температура, pH, Eh и состав придонной морской воды, способствовали образованию различных типов железистых сфероидов Западно-Сибирского бассейна.

Работа выполнена в рамках гранта Российского научного фонда № 21-17-00019.

Литература

1. Berglund A. The iron-ore problem of lorraine. *Quarterly Journal of Economics*. 1919. V. 33. P. 531–554. <https://doi.org/10.2307/1885949>.
2. Kimberley M.M. Debate about ironstone: has solute supply been surficial weathering, hydrothermal convection, or exhalation of deep fluids? *Terra Nova*. 1994. V. 6. P. 116–132. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1994.tb00645.x>.
3. Kimberley M.M. Exhalative origins of iron formations. *Ore Geology Reviews*. 1989. V. 5. P. 13–145.
4. [https://doi.org/10.1016/0169-1368\(89\)90003-6](https://doi.org/10.1016/0169-1368(89)90003-6).
5. Matheson E.J., Pufahl P.K. Clinton ironstone revisited and implications for Silurian Earth system evolution. *Earth-Science Reviews*. V. 215. 103527. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103527>.
6. Pavlov D.I. Oolitic iron-ore deposits: supergene and catagenetic-sedimentary deposits. *Transactions (Doklady) of the Russian Academy of Sciences. Earth science sections*. 1996. V. 343. P. 120–123.
7. Rudmin M., Banerjee S., Abdullayev E., Ruban A., Filimonenko E., Lyapina E., Kashapov R., Mazurov A. 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. V. 9. P. 1–21.
8. <https://doi.org/10.1186/s42501-019-0049-z>.
9. Saunders A.D., England R.W., Reichow M.K., White R. V. A mantle plume origin for the Siberian traps: uplift and extension in the West Siberian Basin, Russia. 2005. *Lithos*. V. 79. P. 407–424. <https://doi.org/10.1016/J.LITHOS.2004.09.010>.
10. Taylor S.R., McLennan S.M. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution. An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks.* Blackwell, Oxford. 1985.
11. Van Houten F.B., Arthur M.A. Temporal patterns among Phanerozoic oolitic ironstones and oceanic anoxia. *Geological Society Special Publication*. 1989. V. 46. P. 33–49. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.046.01.06>.
12. Van Houten F.B., Bhattacharyya D.P. Phanerozoic Oolitic Ironstones – Geologic Record and Facies Model. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 1982. V. 10. P. 441–457. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.10.050182.002301>.
13. Vibe Y., Bunge H.-P., Clark S.R. Anomalous subsidence history of the West Siberian Basin as an indicator for episodes of mantle induced dynamic topography. *Gondwana Research*. 2018. V. 53. P. 99–109. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.03.011>.
14. Young T.P. Phanerozoic ironstones: an introduction and review. *Geological Society, London, Special Publications*. 1989. V. 46. ix–xxv. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.046.01.02>.
15. Белоус Н.Х., Николаева И.В., Казанский Ю.П., Бабин А.А., Кляровский В.М., Бердников А.П., Юшин В.И., Нагорский М.П., Дьяконова Н.Д., Вдовин В.В. Западно-Сибирский железорудный бассейн. СО РАН СССР. Новосибирск. 1964. 448 с.
16. Павлов Д.И. Связь осадочных месторождений железа и марганца с нефтегазоносными бассейнами // *Геология рудных месторождений*. 1989. № 2. С. 80–91.

17. Павлов Д.И., Горжевский Д.И., Голева Г.А., Калинин М.К., Карцев А.А., Липаева А.В. Сопряженность рудо и нефтеобразующих систем в осадочных бассейнах и прогноз рудных месторождений // Геология рудных месторождений. 1991. № 5. С. 39–45.
18. Страхов Н.М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. Опыт историко-географического анализа процесса осадкообразования // Тр. ГИН АН СССР. Сер. Геология. 1947. № 73. С. 261–267.
19. Формозова Л.Н. Железные руды Северного Приаралья // Труды ГИН АН СССР. Сер. Геология. Вып. 20. М. Изд-во: Акад. наук СССР. 1959. 447 с.
20. Шнюков Е.Ф., Науменко П.И., Кутний В.А., Соболевский Ю.В. О рудоносности юго-востока Керченского полуострова // Геологический журнал. М. 1976. Т. 36. Вып. 2. С. 48–58.

ОПЫТ СОЗДАНИЯ И ИСПОЛЬЗОВАНИЯ НАНОКОМПОЗИТНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ УДОБРЕНИЙ ДЛЯ РЕШЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМ В СЕЛЬСКОМ ХОЗЯЙСТВЕ

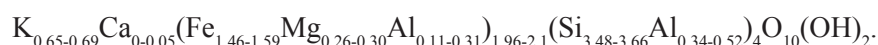
Рудмин М.А.^{1,2}, Максимов П.Н.¹

¹ Томский политехнический университет, Томск, rudminma@tpu.ru, yakutprosh@gmail.com

² Тюменский государственный университет, Тюмень, rudminma@tpu.ru

Сегодня экологически безопасное агрохозяйство играет ключевую роль для обеспечения населения полезными продуктами. Развитие новых видов удобрений и технологий их использования направлено на повышение эффективности современного и будущего агрохозяйства. Консервативные удобрения такие как аммиачная селитра или карбамид за счет высокой растворимости и низкой термической стабильности способны к краткосрочному повышению сельскохозяйственной продукции, при этом их бесконтрольное использование приводит к рискам нанесения урона окружающей среды. Демонстративным примером служит анализ экологического состояния в районах интенсивного агрохозяйства Китая, где были выявлены парниковые эффекты (Wang et al., 2017), эвтрофикация водоёмов (Erisman et al., 2008) и прочие негативные последствия от использования традиционных азотных удобрений. Одним из новых и современных типов удобрения являются удобрения пролонгированного или контролируемого действия (Fu et al., 2018; Jariwala et al., 2022; Lawrencina et al., 2021; Liu et al., 2022). Удобрения контролируемого действия (controlled release fertilizers – CRF) обычно представляют собой комплексные материалы, состоящие из веществ с различными функциями. Ключевыми компонентами удобрений адресного действия являются нутриенты (обычно азот) и вещества-ингибиторы. В качестве ингибиторов в CRF используются различные полимеры (Jariwala et al., 2022), органические материалы (Rashid et al., 2021), минералы (Borges et al., 2015; Rudmin et al., 2019a) и разнородные комплексные вещества (Silva et al., 2020). Глинистые минералы (филлосиликаты) являются распространенными неорганическими материалами при создании удобрений пролонгированного действия (Rudmin et al., 2022). Глауконит это калий-содержащий диоктаэдрический филлосиликат (Odin and Matter, 1981), который с недавнего времени тестируется как ингибитор мочевины при создании удобрений адресного действия (Rudmin et al., 2019a, 2020). В тоже время глауконит в минеральном виде способствует повышению плодородия почв и стимулирует рост растений (McRae, 1972; Rudmin et al., 2019b), что позволяет оценивать его как перспективный композитный материал для создания современных полифункциональных удобрений. В данной работе приводятся результаты опыта по созданию наноконкомпозитных минеральных удобрений контролируемого действия на основе глауконита и мочевины.

В опытах использовался глауконит Бакчарского месторождения (Томская область, Россия), который имеет следующую кристаллохимическую формулу:



Три смеси глауконита и мочевины (каждая весом 20 г) для соотношения 1:1, полученные после 3, 8 или 14 минут активации в планетарной мельнице, обозначались как G1N1pm 3/8/14, соответственно. Время работы в планетарной мельнице для различных смесей было выбрано опытным путём. Активацию порошковых смесей проводили в планетарной мельнице АГО-2 с частотой вращения 1820 об/мин и соотношением порошков к мелющим телам 1:5.

Морфологии глинистых частиц и характеристика их микроструктуры были изучены при помощи сканирующей электронной микроскопии (СЭМ). Структурные особенности определялись с использованием дифференциального термического анализа (ДТА), ИК-спектрометрии (ИК), просвечивающей электронной микроскопии (ПЭМ) и метода Брунауэр-Эммет-Теллера (БЭТ).

В результате установлено, что механическая активация сухой смеси глауконита и мочевины в соотношении 1:1 приводит к образованию различных композитов, параметры и полезные свойства

которых зависят от техники истирания, продолжительности работы мельницы и разновидности минерала. Для изучения кинетики высвобождения питательных веществ из активированных композитов в почву были проведены эксперименты по выщелачиванию почвы. Через 1-й, 4-й, 7-й, 14-й, 21-й, 28-й, 42-й, 56-й день в каждую колонку с почвой медленно добавляли 200 мл деионизированной воды, и собирали фильтраты (фильтрованные растворы) в коническую колбу на 50 мл. Затем непосредственно после забора фильтратов проводилось измерение pH, калия (K⁺), аммония (NH₄⁺) и нитратов (NO₃⁻) ионометрическим методом.

В данном исследовании проводились наблюдения за взаимоотношением между глауконитом и формами азота при механической активации смесей. В прошлых работах были выявлены формы интеркаляции и абсорбции мочевины в структуру глауконита. Эта работа была сфокусирована на оценку количества азота в трёх видах относительно глауконита, а именно: (i) интеркалированном в межслоевое пространство, (ii) абсорбированном в микропоровое пространство между микроочешуйками минерала и (iii) адсорбированном в виде плёнок по ультрамикрoагрегатам. Предполагалось, что эти формы азота и дополнительно калий глауконита будут иметь различную скорость высвобождения, что будет кинетической основой новых удобрений контролируемого действия.

По мере увеличения времени активации в планетарной или кольцевой мельнице уменьшается интенсивность базального отражения при 4.0 Å за счёт незначительного уменьшения содержания адсорбированной мочевины. Сдвиг базального отражения (001) к меньшим углам (более высокие межплоскостные расстояния) при увеличении продолжительности работы мельницы указывает на интеркаляцию мочевины в межслоевое пространство смектитовых слоев с первых этапов активации (рис. 1).

Первичный сдвиг базального отражения (001) указывает на присутствие воды и замещение сольватирующих катионов мочевиной. Отсутствие значительной потери веса на термогравиметрических кривых при диапазоне температур, характеризующих удаление сольватирующей воды из глауконита, подтверждает эту интерпретацию. Композиты демонстрируют слабый сдвиг базального отражения (001) до 12.1 Å, что свидетельствует о преобладании мочевины в межслоевом пространстве смектитовых слоев глауконита. Доля смектита в исходном глауконите составляет до 10 %.

Для композитов характерно слабое изменение морфоструктурных особенностей при разной продолжительности работы планетарной мельниц. В композите G1N1pm3 на СЭМ-снимках глауконит представлен чешуйчатыми ультрамикрoагрегатами, а часть мочевины единичными микрокристаллитами на поверхности минеральных агрегатов. В композите G1N1pm8 часть агрегированных глинистых частиц покрывается тонкой микропленкой мочевины толщиной около 0.2–1 мкм. Доля таких «покрытых» плёнкой микроагрегатов в массе композита оценивается в 5–10 %. В композите G1N1pm11 доля таких частиц увеличивается до 20–30 %, при это толщина внешнего покрытия (внешняя оболочка) изменяется от 0.5 до 3.4 мкм.

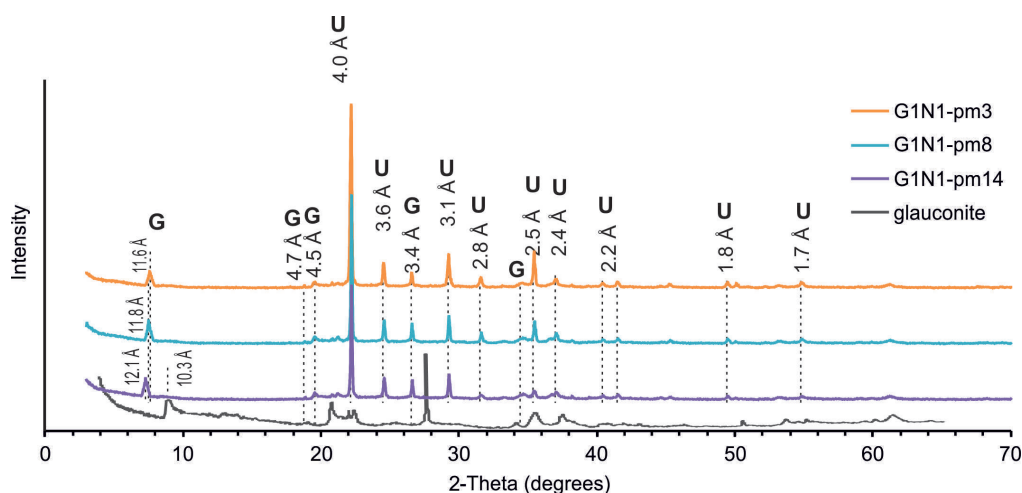


Рис. 1. Рентгеновские дифрактограммы композитов на основе смесей глауконита и мочевины в соотношении 1:1.

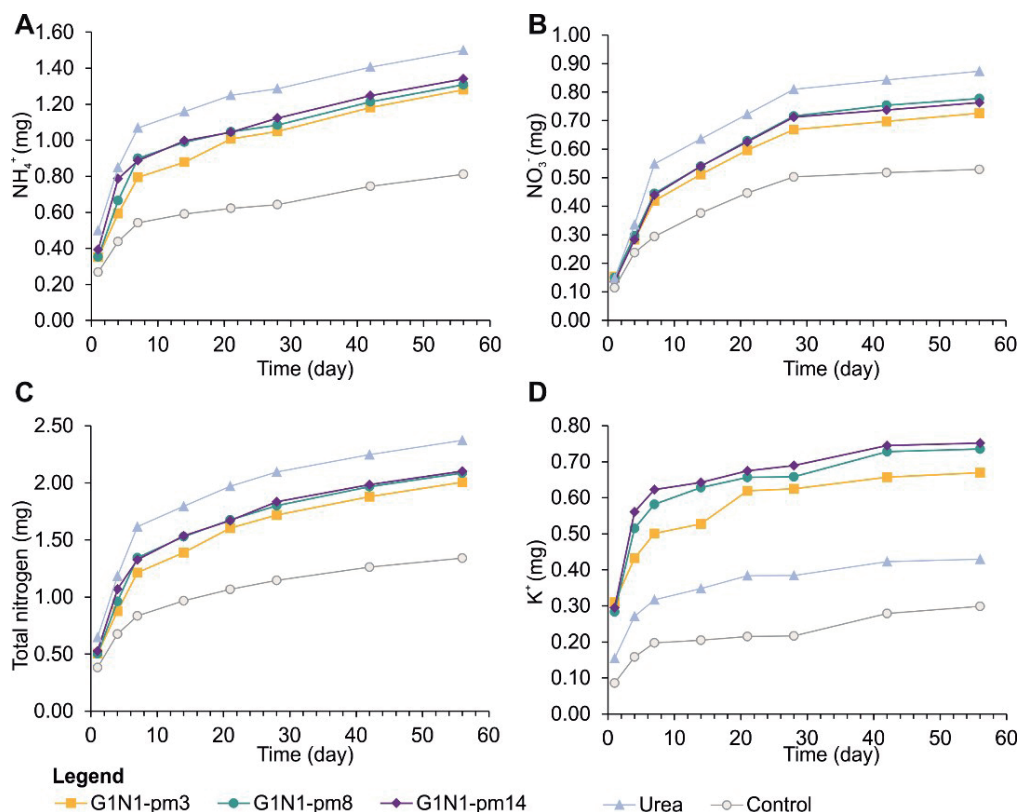


Рис. 2. Кинетика высвобождения (кумулятивные значения) (A) NH_4^+ , (B) NO_3^- , (C) общего азота и (D) K^+ , полученные в результате экспериментов выщелачивания почвы с добавлением синтезированных композитов на основе глауконита и мочевины в отношении 1:1

Интенсивность пика ИК-поглощения NH_2 при 1155 $1/\text{см}$ увеличивается по мере увеличения времени активации, что связано с адсорбированным азотом на хлопьях глауконита. Растяжение NH_2 на уровне 3442–3419 $1/\text{см}$ становится менее частым по мере увеличения времени синтеза в кольцевой или планетарной мельницах, что свидетельствует о более высокой степени «связывания» или интеркаляции молекул азота. Незначительные сдвиги пиков NH_2 и NH с увеличением времени работы кольцевой мельницы соответствуют постепенному инкапсулированию в межслоевое пространство глауконита.

Опыты по выщелачиванию почвенной колонны показали следующие результаты. Аммоний высвобождается из активированных продуктов на основе глауконита асинхронно (рис. 2 А). Основная часть аммония расходуется на 7-й день. Поведение аммония в композите G1N1pm3 отличается от G1N1pm8/14. На 14-й день в композитах G1N1pm8/14 кумулятивное содержание аммония возрастает в выщелоченных растворах относительно G1N1pm3. При этом максимальные темпы высвобождения характерны для традиционного удобрения мочевины. Скорость высвобождения нитратов описывается на уровне с аммонием (рис. 2 В). Большая часть нитратов и общего азота расходуется в два этапа. Поведение нитратов синхронно во всех опытов, но максимально для ячеек с мочевиной. После 28-го дня отмечается низкая скорость высвобождения нитратов из композита G1N1pm14. Темпы выщелачивания общего азота указывают на его сдержанное высвобождение из синтезированных композитов (рис. 2 С). Кинетика высвобождения калия отличается в изученных удобрениях (рис. 2 D). Для композитов характерны повышенные концентрации калия в выщелоченных растворах. Это отличается от традиционных удобрений или контрольных образцов. Большая часть калия выщелачивается на 7-й день, после чего кумулятивная кривая становится практически прямой в опытах с композитами G1N1pm8/14. Из композита G1N1pm3 интенсивное высвобождение калия происходит в период с 14-го по 21-й день опыта, после чего высвобождается незначительное количество нутриента.

В итоге выделение азота из активированных композитов происходит с разной скоростью и в целом медленнее относительно традиционных удобрений. На начальной стадии азот расходуется из внешней пленки или покрытия. Абсорбированная форма азота выщелачивается на следующем этапе: после 20-ти дней опыта. В то время как интеркалированная часть нутриентов высвобождается с медленной скоростью. Кроме того, синтезированные композиты на основе глауконита выделяют калий. Через 7 дней экспериментов калий выделяется медленными темпами. Заданные свойства в подобных нанокompозитах позволят избежать избыточных потерь мочевины (преимущественно нитратов) при их внесении в почвы, а также обеспечить растения дозированным комплексным питанием за счёт высвобождения различных форм азота, а также калия и других макро- и микронутриентов из структуры глауконита. При этом слоистая структура нанокompозитов будет способствовать удержанию влаги в почвах и как следствие улучшению их физико-химических показателей.

Работа выполнена в рамках гранта Российского научного фонда № 22-77-10002.

Литература

1. Borges R., Brunatto S.F., Leitão A.A., De Carvalho G.S.G., Wypych F. Solid-state mechanochemical activation of clay minerals and soluble phosphate mixtures to obtain slow-release fertilizers. *Clay Minerals*. 2015. V. 50. P. 153–162. <https://doi.org/10.1180/claymin.2015.050.2.01>.
2. Erisman J.W., Sutton M.A., Galloway J., Klimont Z., Winiwarter W. How a century of ammonia synthesis changed the world. *Nature Geoscience*. 2008. V. 1. P. 636–639. <https://doi.org/10.1038/ngeo325>.
3. Fu J., Wang C., Chen X., Huang Z., Chen D. Classification research and types of slow controlled release fertilizers (SRFs) used – a review. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*. 2018. V. 49. P. 2219–2230. <https://doi.org/10.1080/00103624.2018.1499757>.
4. Jariwala H., Santos R.M., Lauzon J.D., Dutta A., Wai Chiang Y. Controlled release fertilizers (CRFs) for climate-smart agriculture practices: a comprehensive review on release mechanism, materials, methods of preparation, and effect on environmental parameters. *Environmental Science and Pollution Research*. 2022. P. 1–14. <https://doi.org/10.1007/s11356-022-20890-y>.
5. Lawrencía D., Wong S.K., Low D.Y.S., Goh B.H., Goh J.K., Ruktanonchai U.R., Soottitantawat A., Lee L.H., Tang S.Y. Controlled Release Fertilizers: A Review on Coating Materials and Mechanism of Release. *Plants* 2021. V. 10. P. 238. <https://doi.org/10.3390/plants10020238>.
6. Liu W., Price S., Bennett G., Maxwell T.M.R., Zhao C., Walker G., Bunt C. A landscape review of controlled release urea products: Patent objective, formulation and technology. *Journal of Controlled Release*. 2022. V. 348. P. 612–630. <https://doi.org/10.1016/J.CONREL.2022.06.009>.
7. McRae S.G. Glauconite. *Earth-Science Reviews*. 1972. V. 8. P. 397–440. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(72\)90063-3](https://doi.org/10.1016/0012-8252(72)90063-3).
8. Odin G.S., Matter A. De glauconiarum origine. *Sedimentology*. 1981. V. 28. P. 611–641.
9. Rashid M., Hussain Q., Khan K.S., Alwabel M.I., Hayat R., Akmal M., Ijaz S.S., Alvi S. Obaid-ur-Rehman. Carbon-Based Slow-Release Fertilizers for Efficient Nutrient Management: Synthesis, Applications, and Future Research Needs. *Journal of Soil Science and Plant Nutrition* 1–26. 2021. <https://doi.org/10.1007/s42729-021-00429-9>.
10. Rudmin M., Abdullayev E., Ruban A., Buyakov A., Soktoev B. Mechanochemical Preparation of Slow Release Fertilizer Based on Glauconite–Urea Complexes. *Minerals*. 2019 a. V. 9. P. 507. <https://doi.org/10.3390/min9090507>.
11. Rudmin M., Banerjee S., Makarov B., Ibraeva K., Konstantinov A. Mechanical Activation of Smectite-Based Nanocomposites for Creation of Smart Fertilizers. *Applied Sciences*. 2022. V. 12. P. 1–11. <https://doi.org/10.3390/AP12020809>.
12. Rudmin M., Banerjee S., Yakich T., Tabakaev R., Ibraeva K., Buyakov A., Soktoev B., Ruban A. Formulation of a slow-release fertilizer by mechanical activation of smectite/glauconite and urea mixtures. *Applied Clay Science*. 2020. V. 196. 105775. <https://doi.org/10.1016/j.clay.2020.105775>.
13. Rudmin M., Reva I., Sokol E., Abdullayev E., Ruban A., Kudryavtsev A., Tolkachev O., Mazurov A. Minerals of Rare Earth Elements in High-Phosphorus Ooidal Ironstones of the Western Siberia and Turgai Depression. *Minerals*. 2019 b. V. 10. P. 1–16. <https://doi.org/10.3390/min10010011>.
14. Silva I.A., Silva D.S., Sousa M.U., Menezes R.R., Ferreira H.S., Neves G.A. Encapsulation of nitrogen fertilizers in mixtures with organoclays for controlled release. *Clean Technologies and Environmental Policy*. 2020. V. 1, 3. <https://doi.org/10.1007/s10098-020-01967-z>.
15. Wang Z., Chen J., Mao S., Han Y., Chen F., Zhang L., Li, Y., Li, C., Comparison of greenhouse gas emissions of chemical fertilizer types in China's crop production. *Journal of Cleaner Production*. 2017. V. 141. P. 1267–1274. <https://doi.org/10.1016/J.CLEPRO.2016.09.120>.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД, СЛАГАЮЩИХ ХРЕБЕТ ШАКА (ЮЖНАЯ АТЛАНТИКА)

Румянцева Н.А.^{1,2}

¹ Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, s215021@stud.spmi.ru

² Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. акад. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург

Введение

В настоящий момент нет достоверной информации о становлении и природе хребта Шака в Южной Атлантике. Сам хребет Шака расположен в области западной оконечности Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ) сравнительно недалеко от вулканического острова Буве. Хребет Шака примыкает к краю одноименного трансформного разлома Шака в северо-восточной его части. Исследование океанических пород зачастую усложняется в связи с процессами контаминации и сложной предысторией региона, что в результате «смазывает» типовые геохимические характеристики пород, а вариации химического состава имеют широкий диапазон как в региональном масштабе, так и в локальном. В настоящем сообщении рассматриваются вероятные механизмы образования пород, слагающих хребет Шака, и их сравнительный анализ с близлежащими регионами. Аббревиатуры минералов приведены по (Whitney, Evans, 2010).

История исследования

Первые детальные геолого-геофизические исследования в районе, где располагается хребет Шака, были проведены сотрудниками Вудсхоулского Океанографического Института в рамках программы геофизического картирования и драгировочных работ Юго-Западного Индийского хребта между 9° в.д. и 16° в.д. в декабре 2000 – январе 2001 года. В результате проведенных исследований были сделаны выводы о мантийной неоднородности района, выражающейся в различных показателях гравитационного поля, и взаимодействии горячей точки Буве с трансформным разломом Шака примерно 20 млн. лет назад (Lin et al., 2003). Главной особенностью Южной Атлантики (южнее разлома Агульяс и вплоть до тройного сочленения Буве) является наличие фрагментов континентальной коры среди молодой океанической (Сущевская и др., 2003), например, Фолклендское и Мозамбикское плато и плато Агульяс. Такие блоки впоследствии вовлекались в процессы плавления, что придавало образовавшимся породам характерные метки древней континентальной мантии.

Минералого-петрографические особенности

Изучаемые образцы в подавляющем большинстве представляют собой магматические породы основного состава: габброиды и базальтоиды. Помимо этого, в пределах хребта Шака были подняты также трахибазальты, андезитбазальты, перидотиты и исландиты. Образцы угловатые, слабо окатанные. На большинстве из них наблюдаются Fe-Mn корки, условия формирования которой – однозначно гидротермальные. Базальтоиды (долериты) сложены An_{35-45} (50–80 % от общей массы породы), Srx (25–42 %), Orx (0–5 %), OI (0–15 %), Bt (0–5 %). В качестве вторичных минералов наблюдаются Bt , Ser , идингсит, Chl . Акцессорные: Ttn и рудные. Габбро сложены An_{30-55} (45–60 % от общей массы породы), Srx (40–50 %), Bt (0–15 %). Вторичные минералы представлены Hbl , Cal , Chl , сосюритом, Ser . Акцессорные минералы: Zrn , Ap , Ttn , рудные.

Геохимические особенности

На мультиэлементных спайдер-диаграммах, нормированных к примитивной мантии, для рассматриваемых образцов примечательной особенностью являются повышенные концентрации крупноионных литофильных элементов LILE (Ba, Rb, Pb) и легких редкоземельных элементов LREE (La, Ce, Nd, Sm) относительно высокозарядных HFSE (Nb, Ta) и тяжелых редкоземельных элемен-

тов HREE (Dy, Yb, Lu). Общий характер спектров различных семейств горных пород схож между собой. Спектры распределения REE для пород хребта Шака, нормированные к хондриту CI, имеют слабо дифференцированный характер с плавным наклоном от LREE к HREE. У значительной части изучаемых образцов наблюдается слабо проявленная отрицательная Eu-аномалия.

Обсуждение результатов

Специфические геохимические характеристики исследуемых пород предполагают следующие механизмы их формирования: 1) данные образцы являются продуктом ледового разноса от близрасположенной зоны субдукции, 2) породы контаминированы коровым и/или субдукционным компонентом, 3) проявление зоны субдукции океан-океан. Для наглядности был произведен сравнительный анализ данных по породам хребта Шака с ближайшим источником островодужного материала – Южно-Сандвичевской островной дугой (ЮСОД) и породами крупной магматической провинции Кару, как возможного источника контаминирующего вещества. Породы магматической провинции Кару демонстрируют большое разнообразие: базальты (в том числе долериты), трахибазальты, пикробазальты, трахиандезиты, андезибазальты (Jourdan et al., 2007). Толетовые базальты и долериты слагают подавляющее большинство пород Кару. Долериты Кару сложены преимущественно Pl (наиболее избыточная фаза), Сrx типа авгит (иногда ассоциирующим с Pgt) и непрозрачными рудными минералами. В некоторых образцах встречаются единичные зерна Ol. Вторичные изменения различны от образца к образцу, но в основном представлено Ser(поPl) и идингситом(поOl). Магматические породы, слагающие ЮСОД представлены океанитами (Pl + Ol + Сrx–Aug), базальтами (Pl + Сrx–Aug + Ol), андезибазальтами (Pl + Сrx–Aug + Нур), андезитами (Pl + Нур + Сrx–Aug) (Vaker et al., 1978). Как и в пределах хребта Шака, наибольшая вариация магматических горных пород наблюдается в пределах провинции Кару. Отличительной особенностью от пород ЮСОД является еще и тот фактор, что в преобладающем количестве пород ЮСОД Ol присутствует как в виде порфирированных вкрапленников, так и в матриксе. В породах хребта Шака Ol присутствует в виде единичных зерен. Дополнительно для изучаемых образцов хребта Шака были построены вариационные диаграммы по составу породообразующих минералов. Результаты исследования показали, что первичная ассоциация для пород хребта Шака представляла собой смесь Ol и битовнита, следом переходящая в ассоциацию Di–битовнит и далее в авгит–битовнит. Для пород провинции Кару наблюдается схожий тренд. Породы ЮСОД имеют большую вариабельность и схожие, либо противоположные тренды, что свидетельствует об иной первичной ассоциации. По геохимическим характеристикам породы, слагающие ЮСОД, имеют схожий спектр распределения редких элементов, но значительно меньшие их концентрации. Породы провинции Кару, напротив, имеют более обогащенный характер на фоне спектров хребта Шака. Ранние исследования магматической провинции Кару-Феррар отмечали схожесть состава слагающих её пород с породами островодужного магматизма. М. Вилсон (Wilson, 1989) в своих исследованиях сравнивала составы N-MORB с контаминированными базальтами путем построения спайдер-диаграмм. При содержании хотя бы 5 % вещества земной коры в составе расплава, на мультиэлементном спектре возрастает общее содержание редких элементов и начинает проявляться Nb-Ta аномалия. При содержании 15 % корового материала на мультиэлементном спектре эти тенденции становятся еще более отчетливыми и он приобретает сходный характер со спектрами для магм, связанными с зоной субдукции. Спектры REE для пород ЮСОД пологие, либо с противоположным породам хребта Шака характером распределения – возрастанием содержания REE от LREE к HREE. Отмечается слабо проявленная положительная Eu-аномалия. Породы магматической провинции Кару имеет схожий характер спектра распределения REE с образцами хребта Шака (плавный наклон от LREE к HREE, слабо проявленные Eu-аномалии). На дискриминационные диаграммы по отношениям Nb/La–Ce/Nb, Zr/Nb–Nb/Y были нанесены фигуративные точки, отвечающие составам пород хребта Шака, провинции Кару, ЮСОД, а также эталонные составы верхней континентальной коры, океанических дуг и базальтов океанических островов. Как видно на графиках, все изучаемые породы образуют линии смешения между верхней континентальной корой и океаническими дугами. На диаграммах по отношениям

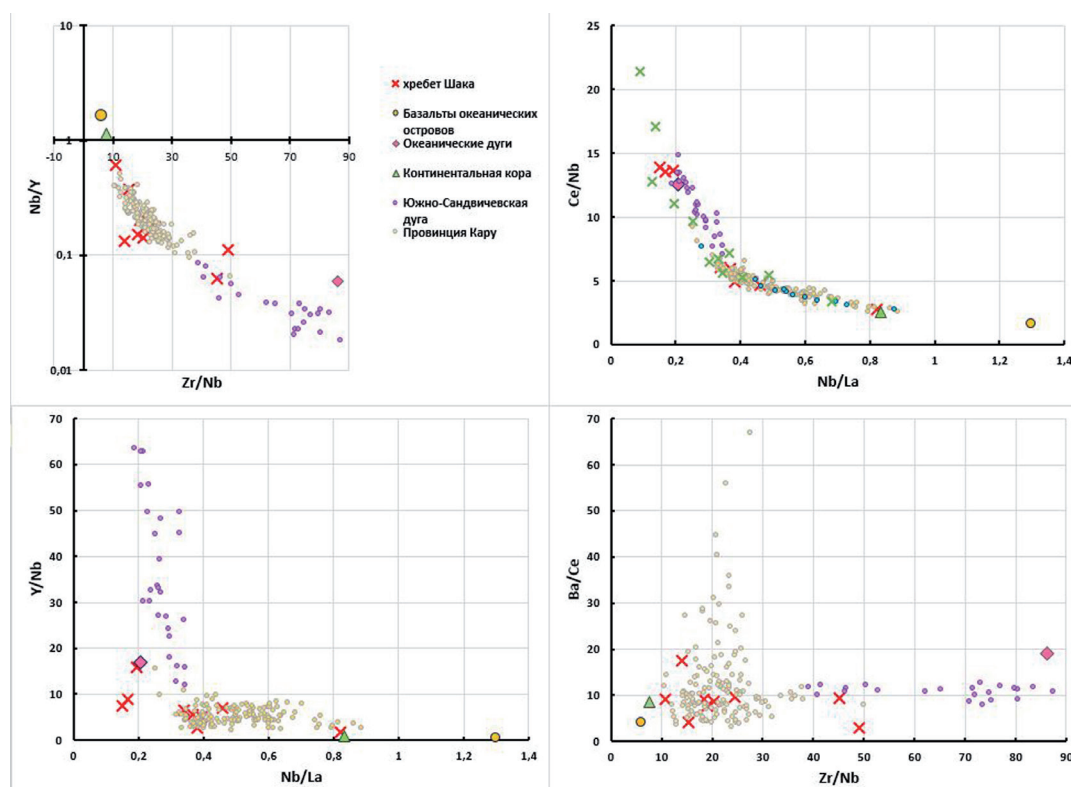


Рис. 1. Дискриминационные диаграммы по соотношениям редких элементов.

Nb/La–Y/Nb, Zr/Nb–Ba/Ce тренд «смещения» сохраняется, однако, породы ЮСОД отчетливо отделяются от всех остальных (рис. 1).

Выводы

Таким образом, сравнительный анализ химического, минералогического и петрографического состава пород хребта Шака и ЮСОД отмечает предположения о том, что исследуемые образцы являются продуктом ледового разноса островодужного материала. В поддержку данного вывода можно добавить также наличие Fe–Mn корок гидротермального происхождения на поверхности образцов, отсутствие характерной штриховки для продуктов ледового разноса, крупный размер образцов и их угловатость, а также однородность химизма исследуемых образцов. Наибольшее «родство» наблюдается с породами, слагающими магматическую провинцию Кару. Возможно, в ходе сложной предыстории становления района исследований, при раскрытии бассейна Атлантического океана и «разрыва» крупной провинции Кару-Феррар, фрагменты древней континентальной коры могли «затереться» в океанической коре и в дальнейшем переплавляться, оставляя характерные метки. Нельзя и отметить версию о том, что в данном регионе сформировался так называемый внутриокеанический комплекс и зона субдукции океан-океан. Такая картина не является редкостью в зонах сочленения трансформных разломов и ультрамедленных спрединговых хребтов (Casey, Dewey, 1984; Dewey, Casey, 2011; Gerya, 2011; Whitney et al., 2013; Boutelier, Beckett, 2018; Mart, 2020). Следует отметить, что дать однозначный ответ на вопрос о происхождении исследуемых образцов на данном этапе затруднительно.

Литература

1. Сущевская Н.М., Мигдисова Н.А., Беязцкий Б.В., Пейве А.А. Образование обогащенных толеитовых магм в пределах западной части Африкано-Антарктического Хребта (Южная Атлантика) // Геохимия. 2003. № 1. С. 3–24.
2. Baker P.E., Sc B., Phil D. The South Sandwich Islands: III. Petrology of the Volcanic Rocks // British Antarctic Survey Scientific Reports. 1978. 93.

3. Boutelier D., Beckett D. Initiation of subduction along oceanic transform faults: insights from three-dimensional analog modelling experiments // *Frontiers in Earth Science*. 2018. V. 6. P. 204. <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00204>.
4. Casey J.F., Dewey J.F. Initiation of subduction zones along transform and accreting plate boundaries, triple-junction evolution, and forearc spreading centres – implications for ophiolitic geology and obduction // Geological Society, London, Special Publications. 1984. V. 13. P. 269–290. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1984.013.01.22>.
5. Dewey J.F., Casey J.F. The origin of obducted large-slab ophiolite complexes // Brown D., Ryan P.D. (Eds), *Arc-continental collision*. Springer Berlin. 2011. P. 431–444. https://doi.org/10.1007/978-3-540-88558-0_15.
6. Gerya T.V. Intra-oceanic subduction zones // Brown D., Ryan P.D. (Eds). *Arc-continental collision*. Springer Berlin. 2011. P. 23–53. https://doi.org/10.1007/978-3-540-88558-0_2.
7. Jourdan F., Bertrand H., Schärer U., Blichert-Toft J., Féraud G., Kampunzu A.B. Major and Trace Element and Sr, Nd, Hf, and Pb Isotope Compositions of the Karoo Large Igneous Province, Botswana-Zimbabwe: Litosphere vs Mantle Plume Contribution // *Journal of Petrology*. 2007. V. 48. N. 6. P. 1043–1077. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm010>.
8. Lin J., Geogren J.E., Dick H. Ridge-Hotspot Interactions at Ultra-Slow Spreading Conditions: Bouvet/Marion Hotspot and the SW Indian Ridge // *InterRidge Symposium and Workshop: Ridge-Hotspot Interaction: Recent Progress and Prospects for Enhanced International Collaboration*. 8–10 September 2003. Brest. 30.
9. Mart Y. The structural evolution of oceanic core complexes: A concept based on analog modeling // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2020. V. 11 (1). P. 1–15. <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-1-0458>.
10. Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *American Mineralogist*. 2010. V. 95. P. 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>.
11. Whitney D.L., Teyssier C., Rey P., Buck W.R. Continental and oceanic core complexes // Geological Society of America. 2013. <https://doi.org/10.1130/B30754.1>.
12. Wilson M. *Igneous petrogenesis* // London: Unwin Hyman. 1989. 466 p.

АНОМАЛИИ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ В ПЕРИОД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ НА СУМАТРЕ (2022)

Рябова С.А. ^{1, 2}

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, riabovasa@mail.ru

² Институт динамики геосфер им. акад. М.А. Садовского РАН, Москва

Введение

Несмотря на успехи во многих областях сейсмологии, физико-химические процессы, лежащие в основе возникновения землетрясений, остаются еще не исследованными. Реальный физический процесс, происходящий в очаге землетрясения, чрезвычайно сложен и его теоретическое и экспериментальное исследование сталкивается с рядом трудностей.

Исследования показали, что процесс инициализации землетрясения и его развития может сопровождаться геомагнитными вариациями в широком диапазоне частот, продолжительность которых варьирует от нескольких минут до нескольких месяцев [8, 11, 16, 18]. Непосредственно после основного толчка ряда сильных землетрясений обнаружены удаленные длиннопериодные геомагнитные вариации [5, 6, 9, 10, 13].

В настоящем исследовании изучаются аномальные геомагнитные вариации, которые могут быть связаны с недавним землетрясением на Суматре, произошедшем 25 февраля 2022 г.

Характеристика землетрясения

Мощное землетрясение магнитудой 6.2 произошло 25 февраля 2022 года в индонезийской провинции Западная Суматра.

По данным Геологической службы США землетрясение произошло на глубине 12.3 км с эпицентром на территории округа Западный Пасаман. Географические координаты очага: 0.233° с.ш., 100.106° в.д.

По данным Метеорологического, климатологического и геофизического агентства землетрясение произошло в результате правостороннего сдвига на Большом Суматранском разломе. На западном побережье Суматры расположена Зондская зона мегаземлетрясений длиной 5500 км. Это длинный конвергентный предел литосферных плит, где Австралийская плита опускается под Бирманскую и Зондскую плиты со скоростью 60 мм в год. Конвергенция вдоль этого предела плит очень косая, что сильно деформирует Зондскую плиту, где она сдвигается вдоль Большого Суматранского разлома. Большой Суматранский разлом является сдвиговой системой разломов длиной 1900 км на берегу острова Суматра, разделенной примерно на 20 сегментов.

За четыре минуты до землетрясения произошел форшок магнитудой 5.2. По состоянию на 3 марта был зарегистрирован 201 повторный толчок с наибольшей магнитудой 5.1.

Исходные данные и методы

В настоящей работе в качестве исходных привлекались данные регистрации трех компонент магнитной индукции на земной поверхности, выполненной на обсерваториях международной сети станций Intermagnet, а также на Геофизической обсерватории «Михнево» Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института динамики геосфер имени академика М.А. Садовского Российской академии наук. Географические координаты, месторасположение обсерваторий, расстояние до эпицентра землетрясения на Суматре (2022) приведены в таблице 1.

Для выявления волновых возмущений геомагнитного поля проводилась полосовая фильтрация в диапазоне периодов 2–120 мин.

Результаты и их обсуждение

Анализ геомагнитной активности показал, что по данным среднеширотных станций геомагнитное поле было очень спокойным 25 февраля 2022 г., по данным высокоширотных станций геомагнитное поле было от очень спокойного до неустойчивого 25 февраля 2022 г.

Таблица 1. Геомагнитные пункты наблюдений.

| Наименование пункта наблюдения | Код | Широта, град. с.ш. | Долгота, град. в.д. | Месторасположение | Расстояние, км |
|--------------------------------|-----|--------------------|---------------------|-------------------------------------------------------|----------------|
| Будков | BDV | 49.08 | 14.02 | Чешская Республика, г. Будков | 9700 |
| Бельск | BEL | 51.84 | 20.79 | Польша, г. Бельск | 9260 |
| Борок | BOX | 58.07 | 38.23 | Россия, Ярославская обл., пос. Борок | 8380 |
| Чхонъян | CYG | 36.37 | 126.85 | Южная Корея, Чхунчхон-Намдо | 4870 |
| Далат | DLT | 11.94 | 108.48 | Вьетнам, г. Далат | 1590 |
| Гуам | GUA | 13.59 | 144.87 | Микронезия, остров Гуам | 5150 |
| Иркутск | IRK | 52.17 | 104.45 | Россия, Иркутск, пос. Патроны | 5790 |
| Какиока | KAK | 36.23 | 140.19 | Япония, г. Какиока | 5750 |
| Хабаровск | KHB | 50.72 | 30.3 | Россия, Хабаровский край, Вяземский район | 8580 |
| Каноя | KNY | 31.42 | 130.88 | Япония, г. Каноя | 4740 |
| Львов | LVV | 49.9 | 23.75 | Украина, г. Львов | 9015 |
| Михнево | MHV | 54.94 | 37.73 | Россия, Московская обл., пос. Михнево | 8270 |
| Нимегк | NGK | 52.07 | 12.68 | Германия, г. Нимегк | 9810 |
| Новосибирск | NVS | 55.03 | 82.90 | Россия, Новосибирская обл., Ключи | 6290 |
| Панагьюриште | PAG | 42.52 | 24.18 | Болгария, г. Панагьюриште | 8840 |
| Паратунка | PET | 53.10 | 158.63 | Россия, Камчатская обл., Елизовский р-н, с. Паратунка | 7950 |
| Санкт-Петербург | SPG | 60.54 | 29.71 | Россия, г. Санкт-Петербург | 8930 |

На основании анализа геомагнитной обстановки можно предположить, что существенных аномалий магнитного поля Земли, связанных с солнечным происхождением, не наблюдалось, что значительно упрощает выделение аномалий, сопутствующих сейсмическому событию.

Обработка и анализ данных осложнились тем фактом, что примерно за 4 минуты до основного толчка землетрясения на Суматре (2022) был зарегистрирован форшок (0.249° с.ш., 100.002° в.д.) магнитудой 5.0, примерно через 2 минуты – афтершок (0.342° с.ш., 99.904° в.д.) магнитудой 4.9, примерно через 11 минут – афтершок (0.221° с.ш., 100.058° в.д.) магнитудой 4.2 и примерно через 12 минут – основной толчок землетрясения в Южном Судане (5.083° с.ш., 32.279° в.д.) магнитудой 4.5.

В целом, анализ результатов инструментальных наблюдений показывает, что процесс инициализации землетрясений сопровождается характерными вариациями магнитного поля.

С небольшой задержкой регистрируются аномалии после основного толчка землетрясения на Суматре (2022) на всех рассматриваемых обсерваториях, что свидетельствует о нелокальном характере вызванных геомагнитных вариаций.

По оценкам, представленным в таблице 2, задержка составила от 7–8 мин. на обсерватории «Далат» (DLT, 4740 км) до 18 мин. на обсерватории «Нимегк» (NGK, 9810 км).

Результаты определения времени задержки регистрации геомагнитного возмущения на обсерваториях, расположенных на разном расстоянии от эпицентра, приведены в таблице 2. Анализ данных таблицы 2 показал, что распространение геомагнитного сигнала объясняется распространением медленной магнитогидродинамической (МГД) волны в ионосфере. При этом скорость распро-

странения магнитного сигнала составляет от 17.17 км/с (обсерватория «Гуам», 5150 км) до 11.49 км/с (обсерватория «Михнево», 8270 км). Здесь следует отметить, что точность оценки скорости распространения зависит от дискретизации записи и точности определения времени начала возмущения.

Таблица 2. Параметры геомагнитных возмущений, сопутствующих землетрясению на Суматре (2022).

| Пункт наблюдения | R , км | t (UT) | t_0 , мин | V , км/с |
|------------------|----------|----------|-------------|------------|
| BDV | 9700 | 1:55 | 16 | 14.7 |
| BEL | 9260 | 1:54 | 15 | 15.43 |
| BOX | 8380 | 1:53 | 14 | 15.52 |
| CYG | 4870 | 1:49 | 10 | 16.23 |
| DLT | 1590 | 1:46 | 7 | 13.25 |
| GUA | 5150 | 1:49 | 10 | 17.17 |
| IRK | 5790 | 1:50 | 11 | 16.08 |
| КАК | 5750 | 1:50 | 11 | 15.97 |
| КНВ | 8580 | 1:54 | 15 | 14.3 |
| KNY | 4740 | 1:49 | 10 | 15.8 |
| LVV | 9015 | 1:55 | 16 | 13.67 |
| MHV | 8270 | 1:56 | 17 | 11.49 |
| NGK | 9810 | 1:57 | 18 | 12.58 |
| NVS | 6290 | 1:51 | 12 | 14.98 |
| PAG | 8840 | 1:55 | 16 | 13.39 |
| PET | 7950 | 1:53 | 14 | 14.72 |
| SPG | 8930 | 1:55 | 16 | 13.53 |

Примечание. t – примерное время начала геомагнитного возмущения, t_0 – задержка геомагнитного возмущения после основного толчка (без учета времени распространения акустической волны до нижней ионосферы), R – расстояние от места очага землетрясения до пункта геомагнитной регистрации, V – скорость распространения геомагнитного возмущения.

О том, что квазипериодические возмущения магнитного поля вызваны землетрясением, свидетельствуют увеличение времени запаздывания реакции при увеличении расстояния и уменьшение скорости распространения сигнала (из зависимости исключено значение скорости для обсерватории «Далат»).

Заключение

В настоящей работе, в целом, удалось выделить геомагнитные аномалии, сопутствующие землетрясению на Суматре магнитудой 6.2, произошедшему 25 февраля 2022 года. Оказалось, что картина аномалий осложнена возможными геомагнитными вариациями от других сейсмических событий. Однако, учитывая, что рассматриваемое землетрясение значительно мощнее остальных тектонических событий, выделенные аномалии были отнесены к влиянию именно основного толчка землетрясения на Суматре (2022). Возмущения магнитного поля в пунктах наблюдений хорошо интерпретируются как приход МДГ-волны.

Экспериментальные исследования выполнены в рамках государственного задания ИДГ РАН № 1220329000185-5 «Проявление процессов природного и техногенного происхождения в геофизических полях», интерпретация результатов выполнена в рамках государственного задания ИФЗ РАН.

Литература

1. Рябова С.А. Геомагнитный эффект сильного землетрясения Тохоку 2011 года // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2019. №. 4. С 137–151.

2. Рябова С.А., Шалимов С.Л. О геомагнитных вариациях, наблюдаемых на поверхности земли и приуроченных к сильным землетрясениям // Физика Земли. 2022. № 4. С. 35–40.
3. Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л., Канониди К.Х. Аномальные геомагнитные возмущения, наведенные катастрофическими цунамигенными землетрясениями в районе Индонезии // Геофизический журнал. 2012. Т. 34. № 5. С. 22–37.
4. Спивак А.А., Рябова С.А. Геомагнитные вариации при сильных землетрясениях // Физика Земли. 2019. № 6. С. 3–12.
5. Спивак А.А., Рябова С.А. Геомагнитный эффект землетрясений // ДАН. 2019. Т. 488. № 2. С. 197–201.
6. Сурков В.В. Электромагнитные эффекты при землетрясениях и взрывах. М. Изд-во: МИФИ. 2000. 448 с.
7. Черногор Л.Ф. Геомагнитные возмущения, сопровождавшие Великое японское землетрясение 11 марта 2011 г. // Геомагнетизм и аэрномия. 2019. Т. 59. № 1. С. 69–82.
8. Ohta K., Izutsu J., Schekotov A. The ULF/ELF electromagnetic radiation before the 11 March 2011 Japanese earthquake // Radio Science. 2013. V. 48. No. 5. P. 589–596.
9. Yaso N., Hasbi A. M., Abdullah M. Investigation of ionospheric and geomagnetic response during 2011 Tohoku earthquake using ground based measurement // Journal Indian Journal of Radio and Space Physics. 2016. V. 45. No. 3. P. 115–125.

АНАЛИЗ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ ОБЪЕДИНЕННОГО КИРОВСКОГО РУДНИКА. СВЯЗЬ ЛАБОРАТОРНОГО, ШАХТНОГО И РЕГИОНАЛЬНОГО УРОВНЕЙ

Сайтгалеев М.М., Шнюкова О.М.

Санкт Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, saitgaleevmalik@yandex.ru; shnyu-olga@yandex.ru

Введение

Хибинский массив, разрабатываемый предприятием АО «Апатит», является крупнейшим в России источником апатит-нефелиновых руд. Добыча руды осуществляется за счет подземных, а так же открытых работ. По мере отработки месторождений, глубина ведения горных работ понижается, что ведет к увеличению негативных последствий горного давления. Зона соприкосновения подземного рудника с открытыми карьерами, нарушенность массива горных пород разрывными нарушениями отрицательно влияют на устойчивость горных выработок.

Специфика геологического и тектонического строения Хибинского массива

С формированием руд Хибинского массива связаны тектонические процессы, которые делятся на три этапа: дорудный, рудный и пострудный.

В первый дорудный этап связан с формированием конического разлома, определившего форму залежи и подстилающих его уртитов. Породы висячего крыла этого разлома являются экраном для подвижных фосфатовых дифференциатов магмы, обусловив зональное строение апатитовой залежи.

Во второй рудный этап происходили пластичные деформации, а именно произошло формирование первичной расслоенности, пологой складчатости и текстур течения. Появились нарушения взбросо-надвигового характера, амплитуды которых составляют первые десятки сантиметров, реже метры, данные нарушения не выходят за пределы отдельных слоев. Тектонические швы притерты, либо залечены более поздними ийолитами. Также за время рудного этапа сформировалась рудная брекчия, представляющая собой зоны внутри пятнистых и пятнисто-полосчатых руд.

В третий пострудный тектонический этап взаимосвязан с образованием покрывающих ийолит-уртитов, внедрением даек и образованием зон гипергенеза (шпреуштейнизации).

Зоны шпреуштейнизации относятся к диагональным или поперечным разломам, которые пересекают рудную залежь на всю мощность. Мощность этих зон находится в диапазоне от первых десятков сантиметров до десятков метров. (Васильева Т.В. и др., 2015)

Геомеханическая обстановка Хибинского массива

Геомеханическая обстановка Хибин характеризуется:

1. Хибины являются сейсмоопасным районом. Сейсмостанции регистрируют на руднике и на некотором удалении от них землетрясения с магнитудой более 3.

2. Установлено, что в настоящее время продолжается тектоническое формирование района со скоростью перемещения крупных блоков 2–4 мм/год.

3. В районе Хибинского массива ярко выражено блочное строение региона. При помощи геодинамического районирования выявлено в структуре массива большое количество активных разломов, следы которых можно обнаружить на земной поверхности. Местоположение разломов определялось при помощи геоморфологического анализа и дешифрирования аэрофотоснимков.

4. Вмещающие породы и руды характеризуются высокими прочностными свойствами и показателями хрупкости.

5. Хибинский массив характеризуется высокой степенью водонасыщения, что влияет на образование ослабленных зон. В данных условиях на рудниках разрушение массива может происходить двумя способами, такими как подвижки блоков по разрывному разрушению, либо при образовании трещин.

6. Одной из причин, которая влияет на исходное поле напряжений, является строение Хибинской интрузии в виде конических кольцевых слоев, другой особенностью, которая влияет на поле напряжений, является сложный рельеф дневной поверхности. Влияние рельефа велико, так как разрабатываемые месторождения располагаются в гористом рельефе с перепадом высот в пределах одного месторождения 500–700 м.

Таким образом, все вышеперечисленное является предпосылками для динамических проявлений горного давления. За двадцатилетний период на рудниках Кольского полуострова были зарегистрированы горные удары и горно-тектонические удары с магнитудами 3–4.

При разработке месторождений присутствие геологически активных структур вызывает риск возникновения опасных геодинамических явлений. При этом самыми опасными зонами, характеризующимися рисками развития геодинамических явлений, являются зоны сопряжения геодинамически активных структур. (Козырев А.А. и др., 2021)

Масштабные уровни

Для анализа геодинамически активных структур в целях оценки условий и типологии формирования опасных динамических проявлений и, в дальнейшем, прогноза степени удароопасности горного массива предлагается применение следующих методов:

1. Физическое моделирование сложного напряженного состояния образцов горных пород с регистрацией акустической эмиссии.
2. Шахтные сейсмоакустические измерения с помощью прибора «Prognoz-L».
3. Анализ гипоцентров сейсмических событий.

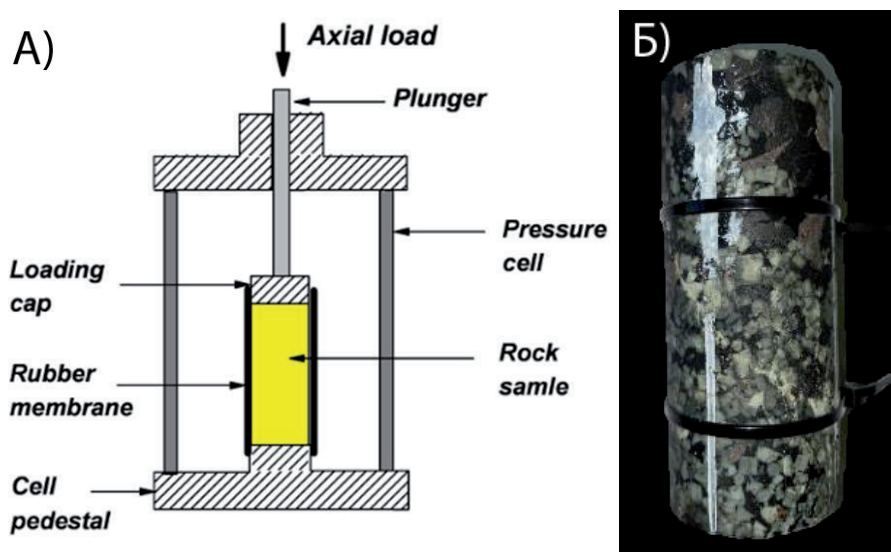


Рис. 1. А) Принципиальная схема устройства прессовой системы, Б) Образец уррита после испытания.

Для моделирования объемного напряженного состояния в образцах используется сервогидравлическая прессовая система MTS 815 4600 kN. Для регистрации акустической эмиссии используется прецизионная система сбора данных ASC Milne Trigger Data Acquisition System. Для обработки данных регистрации используется программное обеспечение ASC InSite Seismic Processor (рис. 1, 2).

Диапазон лабораторных исследований обусловлен процессами, протекающими в масштабе размеров зерен. Этим определяется частотный диапазон АЭ – от 100 кГц до 2000 кГц.

Диапазон шахтных сейсмоакустических измерений соответствует 1 кГц – 100 кГц. Рассматриваются различные механизмы излучения – микротрещины и трещины отрыва типа Гриффитса (действуют напряжения растяжения), образующиеся в ненарушенном (монокристаллическом) массиве; сдвиговые смещения, связанные с текстурными плоскостями скольжения породы; а также подвижки, связанные с мелкоблоковой и крупноблоковой трещиноватостью (рис. 3).

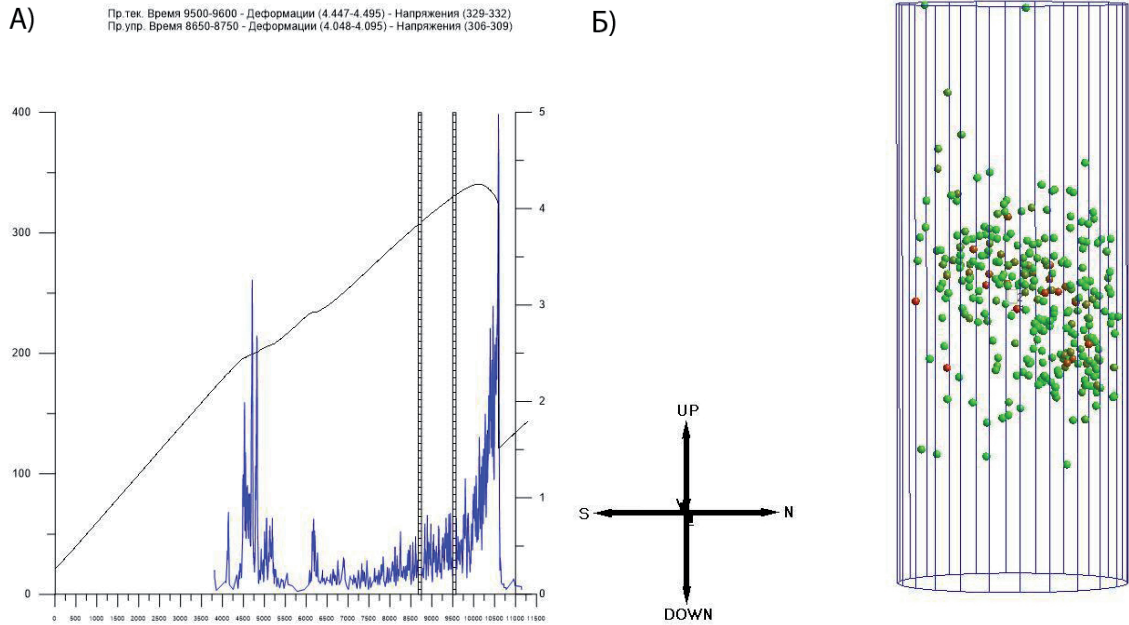


Рис. 2. А) График нагружения образца в камере всестороннего сжатия. Черным-кривая нагружения, синим-кривая активности акустической эмиссии. Б) Локация гипоцентров акустической эмиссии в момент формирования диагонального разлома.

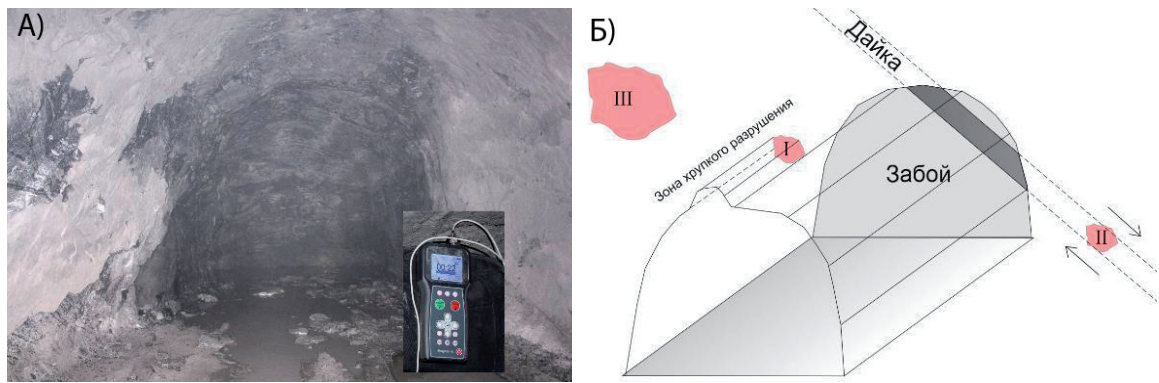


Рис. 3. А) Портативный прибор «Prognoz-L» в горной выработке в проходке. Б) Схематическое изображение трех типов очага неустойчивости, I – процесс динамического заколообразования в кровле или пята кровли; II – мгновенная подвижка (stick-slip) по дайке или системе трещин; III – очаг, формирующийся в монолитной породе в состоянии объемного сжатия.

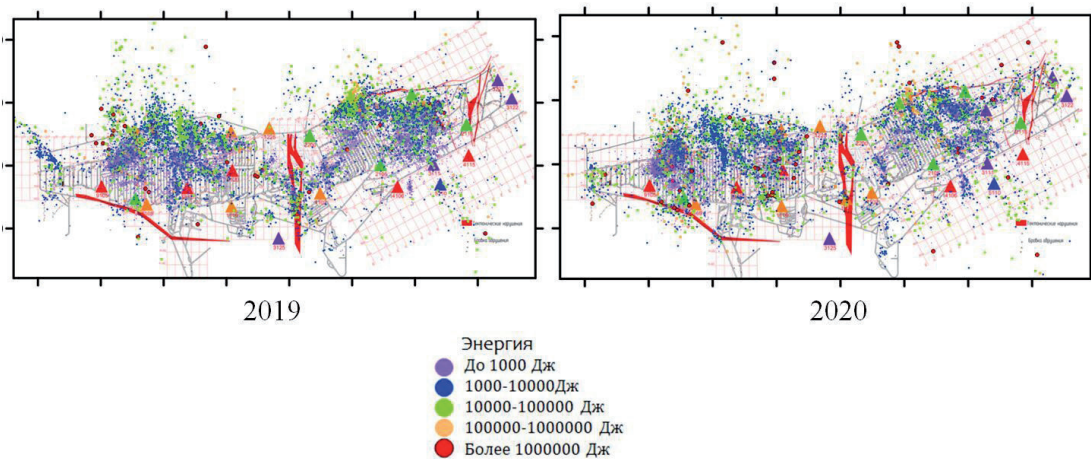


Рис. 4. Местоположение сейсмических событий на Объединенном Кировском руднике за 2019–2020 гг.

Диапазон сейсмических измерений 0.2–400 Гц. Механизм излучения сейсмических событий связан с упругим колебанием массива горных пород, возникшем вследствие разрядки региональных или локальных напряжений, накопившихся в очаге. Сейсмособытия могут проявляться в виде проскальзываний массива горных пород по имеющимся разрывным нарушениям, мгновенной подвижки пород по тектоническому нарушению или прорастанию крупной трещины в массиве, быстропротекающему хрупкому разрушению предельно-напряженного целика или краевой части массива, прилегающего к горной выработке (рис. 4).

Заключение

Индикаторами геодинамической активности в первую очередь служат гипоцентры произошедших геодинамических явлений. В целях контроля состояния горного массива разрабатывается методика оценки рисков возникновения опасных динамических проявлений горного давления путем сопоставления геофизической и лабораторной информации. В пределах рудника сейсмические события образуют группы близкорасположенных событий, которые могут быть приурочены к определенной геологической структуре или к месту ведения горных работ. Необходимо оценить пространственно-временное распределение гипоцентров сейсмособытий, проанализировать распределение гипоцентров акустической эмиссии на всех стадиях развития макроразрыва и сопоставить полученные характеристики в целях идентификации механизмов, происходящих в массиве.

Литература

1. Козырев А.А., Савченко С.Н., Панин В.И., Семенова И.Э., Рыбин В.В., Федотова Ю.В., Козырев С.А. и др. Геомеханические процессы в геологической среде горнотехнических систем и управление геодинамическими рисками: монография. Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН. 2019. 431 с. DOI: 10.37614/978.5.91137.391.7.
2. Васильева Т.В. и Иванникова Е.В. Пересчет запасов апатит-нефелиновых руд месторождений Кукисвумчорр и Юкспор по новым кондициям. Кукисвумчорр и участок Нагорный // Единый фонд геологической информации о недрах. Геологический отчет. Апатиты. 2015.

ЭФФЕКТИВНОСТЬ ПРИМЕНЕНИЯ ТРАНСФОРМАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ПРИ КАРТИРОВАНИИ ГРАНИЦ ШОВНЫХ ЗОН И КОНСОЛИДИРОВАННОГО ФУНДАМЕНТА

Секерина Д.Д., Дергилёва Е.А.

Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, sekerinadar@mail.ru

Введение

В настоящее время одними из актуальных задач геологоразведочной отрасли являются обработка и интерпретация геолого-геофизических данных на основе накопленного опыта по поиску наиболее перспективных месторождений полезных ископаемых. Для решения поставленной задачи предлагается комбинация новых подходов по извлечению полезной информации из цифровых моделей исследуемых территорий. В связи с чем в данной работе оценивается эффективность применения трансформации геофизических полей, при картировании границ шовных зон и консолидированного фундамента. Эффективность подхода определяется корреляцией априорных и преобразованных данных наложением исходных карт потенциальных полей, тектонических схем и карт-трансформант.

Фактологическая основа работы

В качестве материалов априорной изученности были использованы: лист М-44 Госгеолкарты-1000/3, карты магнитного и гравитационного полей, разномасштабные тектонические схемы, отчеты и публикации по исследованиям данной территории.

Методы исследования

В рамках поставленной задачи картирования границ шовных зон и консолидированного фундамента (Egorov et al., 2021) в пределах исследуемой территории, предлагается трехэтапный подход методического решения. На первом этапе проводится анализ априорной изученности, основанный на результатах геологических и геофизических съемок в пределах листа карты М-44, с привлечением дополнительных сведений из публикаций и отчетов по данным исследованиям. После первичной оценки качества имеющихся данных, на втором этапе, формируется алгоритм последовательного преобразования потенциальных полей для выявления закономерностей локализации структур, соответствующих границам шовных зон и консолидированного фундамента. Заключительным этапом является комплексный анализ априорной и преобразованной информации посредством сопоставления наиболее достоверных карт и схем, с учетом общей характеристики развития исследуемого региона, приведенной в научных работах предшественников (Буслов, 2011).

Первый этап. Анализ априорной информации.

На данном этапе рассматриваются исходные карты гравитационного и магнитного полей (рис. 1) в совокупности с геологическими и тектоническими картами исследуемой площади. По перечисленным материалам выделяются первичные границы (Волков В.В.), уточнение локализации которых возможно с привлечением дополнительных инструментов геолого-геофизической интерпретации.

Второй этап. Расчет трансформант потенциальных полей.

На втором этапе выполняется последовательный расчет трансформант геофизических полей в специализированных программах. В качестве основных, применялись следующие фильтрации:

1. Vertical Derivative Convolution – фильтр свертки с вертикальной производной, повышающий скоростные параметры большого цифрового массива (рис. 2), основанный на применении радиально-симметричной фильтрации 5-ого порядка (Alekseev et al., 2019).

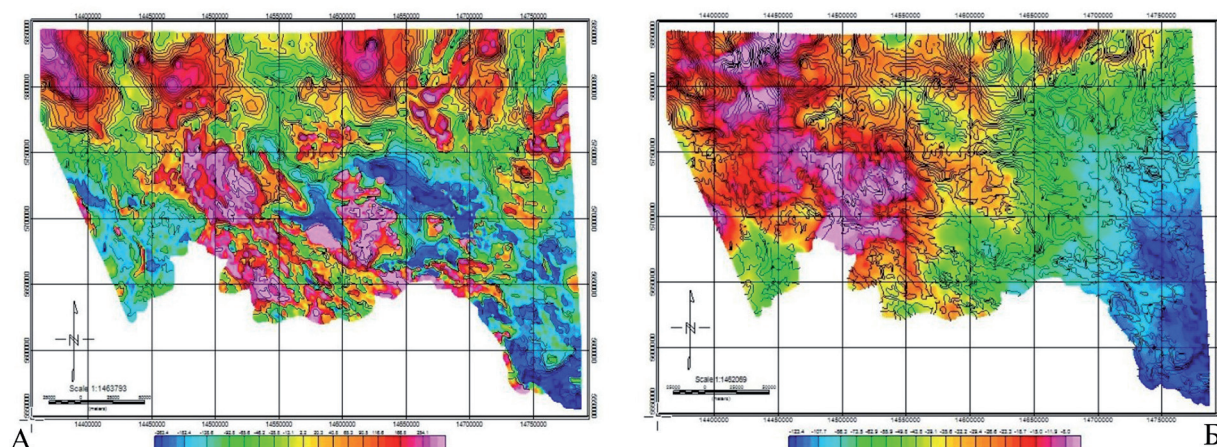


Рис. 1. Исходные карты потенциальных полей (А – магнитное поле, Б – гравитационное поле) М 1: 5 000 000.

2. Analytic Signal – фильтрация, применяемая для определения местоположения границ для тел магнитного источника (рис. 3), и основанная на вычислении квадратного корня из суммы квадратов производных по трем векторам (X, Y, Z).
3. Convolution – сглаживающий фильтр, применяемый перед оконтуриванием аномальных структур в пределах геофизических полей. Размер матрицы подбирается в соответствии с решаемой задачей и качеством исходных данных. В случае исследований территории листа М-44, был выбран стандартный размер матрицы 3×3, позволяющий выполнить сглаживание, достаточное для интерпретации результатов трансформации потенциальных полей (Movchan et al., 2019).

Помимо перечисленных трансформант, были рассчитаны трансформанты осреднения в скользящем окне, горизонтальный и вертикальный градиент, затененный рельеф, стандартное отклонение и другое (Калинин, Егоров, Большакова, 2022).

По результатам расчетов был сформирован рабочий банк данных, включающий геологические, тектонические, геофизические и преобразованные карты в единой географической привязке для достоверной корреляции данных.

Интерпретация результатов

Полученные материалы позволяют выполнить оконтуривание блоков и межблоковых структур, которые явно прослеживаются по данным карт-трансформант (рис. 4).

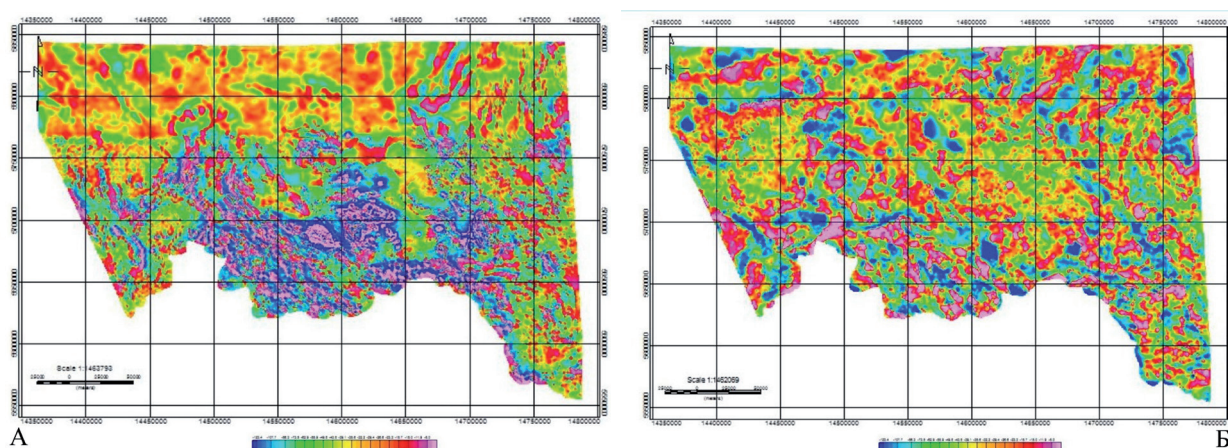


Рис. 2. Карты-трансформанты потенциальных полей, построенные с использованием фильтрации Vertical Derivative Convolution (А – магнитное поле, Б – гравитационное поле).

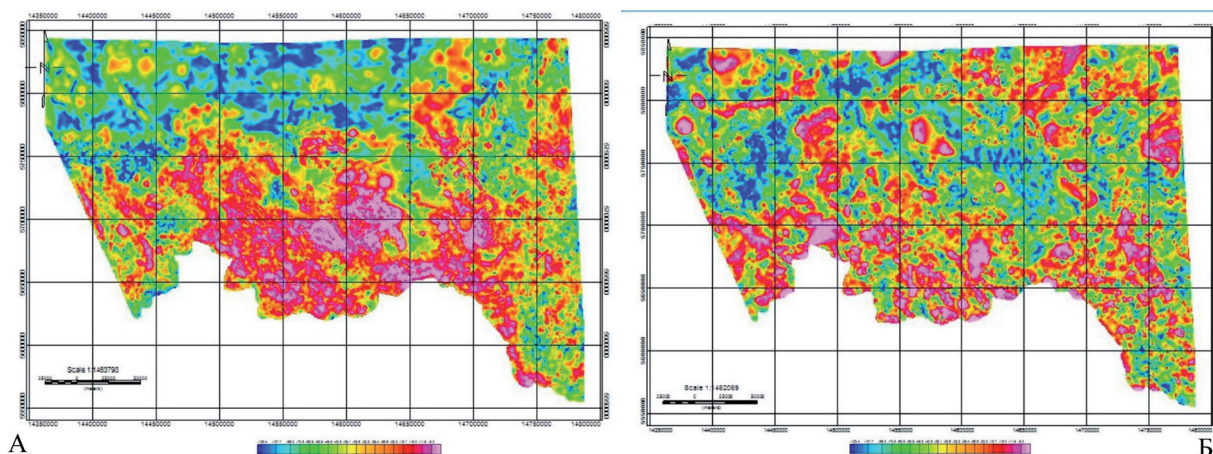


Рис. 3. Карты-трансформанты потенциальных полей, построенные с использованием фильтрации Analytic Signal (А – магнитное поле, Б – гравитационное поле).

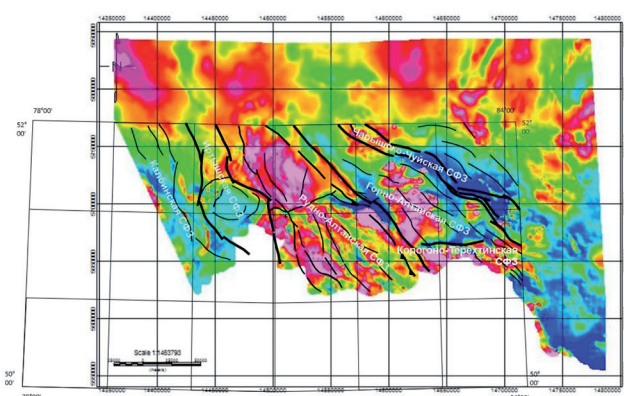


Рис. 4. Интерпретационная схема картирования границ шовных зон и консолидированного фундамента.

разделяющей Рудно-Алтайский и Чарышско-Талицкий блоки консолидированного фундамента. В западной части рассматриваемой территории по картам аналитического сигнала и затемненного рельефа прослеживаются границы Иртышской структурно-формационной зоны, разделяющей структуры Обь-Зайсанской складчатой системы и Рудно-Алтайского блока. Кроме того, стоит отметить, что по картам-трансформантам потенциальных полей также идентифицируются концентрические структуры, характерные для района Алтае-Саянской складчатой области в следствие столкновения Казахской и Сибирской литосферных плит в средне- позднекаменноугольный (коллизийный) период (Гусев и др., 2015).

Заключение

Таким образом, результаты интерпретации рассчитанных трансформант потенциальных полей позволяют сделать вывод об эффективности применения данного подхода, при картировании границ шовных зон и консолидированного фундамента. Стоит отметить, что выбор одного типа фильтрации является не корректным, поскольку только комбинация нескольких вариантов, имеющих разное назначение и математическое обоснование, позволяет проследить закономерности локализации аномальных структур с характерной сменой параметров геофизических полей (Sekerina et al., 2020). Также, важно учитывать, что аномальные структуры, отраженные на карте одного из геофизических полей могут неоднозначно отображаться на картах другой природы, что является основанием для комплексного подхода, при корреляции результатов исследований.

В результате интерпретации представленной схемы можно сделать вывод о том, что в восточной части потенциальных полей, как по исходным, так и по преобразованным материалам, четко прослеживаются локализации аномальных объектов в северо-восточном направлении. По смене характера полей, уверенно идентифицируется Северо-Восточный разлом, отмеченный на геолого-тектонических картах. Карты вертикально-направленной конволюции позволяют проследить положение зоны субдукции в восточной части листа М-44, которая представлена Чарышско-Чуйской структурно-формационной зоной,

Литература

1. Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитунных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 66–90.
2. Волков В.В., Проблемы плитной тектоники в региональной геологии Алтае-Саянской складчатой области // Региональная геология и металлогения. № 54. 2013.
3. Гусев Н.И., Вовшин Ю.Е., Круглова А.А., Пушкин М.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М-44 – Рубцовск. Объяснительная записка. СПб. Изд-во: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2015. 415 с.
4. Калинин Д.Ф., Егоров А.С., Большакова Н.В. Потенциальная нефтегазоносность Западно-Камчатского побережья и ее связь со структурно-тектоническим строением Охотоморского региона по геофизическим данным // Вестник КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. № 1(53). Петропавловск-Камчатский. 2022. С. 59–75. DOI: 10.31431/1816-5524-2022-1-53-59-75.
5. Alekseev S.G., Bochkov P.A., Senchina N.P., Shtokalenko M.B., The Indication in the Potential Fields of Structures Controlling Diamondiferous Magmatism, Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. 2019. P. 331–338. DOI: 10.1007/978-3-319-97670-9_38.
6. Egorov A.S., Prischeпа O.M., Nefedov Y.V., Kontorovich V.A., Vinokurov I.Y. Deep Structure, Tectonics and Petroleum Potential of the Western Sector of the Russian Arctic. J. Mar. Sci. Eng. 2021. V. 9. P. 258. <https://doi.org/10.3390/jmse9030258>.
7. Movchan I.B., Yakovleva A.A., Daniliev S.M., Parametric decoding and approximated estimations in engineering geophysics with the localization of seismic risk zones on the example of northern part of Kola Peninsula, 15th Conference and Exhibition Engineering and Mining Geophysics 2019. Gelendzhik 2019. P. 188–198. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201901705>.
8. Sekerina D.D., Gulin V.D., Grigoriev G.S. Machine learning in predicting discontinuous violations, Data Science in Oil and Gas 2020. DOI: 10.3997/2214-4609.202054005

ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА ПО ТРЕКАМ ОСКОЛКОВ ДЕЛЕНИЯ В АПАТИТЕ НА ПРИМЕРЕ МАССИВА РЕПОЯРВИ

Семенова Л.П., Малышев С.В.

Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, lida020620@yandex.ru

Низкотемпературная история платформенных областей является важным аспектом для понимания тектонической истории региона, амплитуды эрозии и рельефообразующих процессов. Метод датирования по трекам осколков деления в апатите позволяет определить возраст остывания пород ниже температуры 110°C , а, следовательно, даёт возможность получить время платформенного поднятия и эрозии территории. Методика измерения длин замкнутых треков позволяет выполнить термохронологическое моделирование, которое отражает термическую историю региона в пределах $60\text{--}110^{\circ}\text{C}$ (Ketcham, 2005; Ketcham, Donelick, 2009).

На территории Кольского полуострова широко распространён щелочной магматизм (Arzamastsev, Mitrofanov, 2009). В породах щелочных массивов в большом количестве содержится апатит, что позволяет использовать их для трекового датирования. В настоящее время термохронологическая изученность южной части Кольского полуострова, в отличие от западной и юго-западной части Балтийского щита (Hendriks et al., 2007), остается довольно низкой. Единичные публикации посвящены $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ и трековым датировкам по апатиту щелочных массивов Кольского полуострова (Stuevold and Eldholm, 1996; Veselovskiy et al., 2019). Тем не менее, большое количество массивов остаются неизученными низкотемпературными термохронологическими методами, как например, массив Репоярви, изучение которого позволит дополнить термохронологическую картину для Балтийского щита.

Репоярви — ультраосновной-щелочной-карбонатитовый массив, который располагается в юго-западной части Кольского полуострова и входит в состав Балтийского щита. Массив включает в себя ультраосновной, щелочной и карбонатитовый комплексы, содержащие в большом количестве апатит.

Для данного исследования были использованы три образца пород с апатитом из керна одной скважины массива Репоярви. Образцы были отобраны с разных глубин: 9.8 м, 77.4 м и 147.5 м. Было изучено от 11 до 20 зёрен апатита для каждого из образцов на Trackscan (Autoscan Systems) в ресурсе-

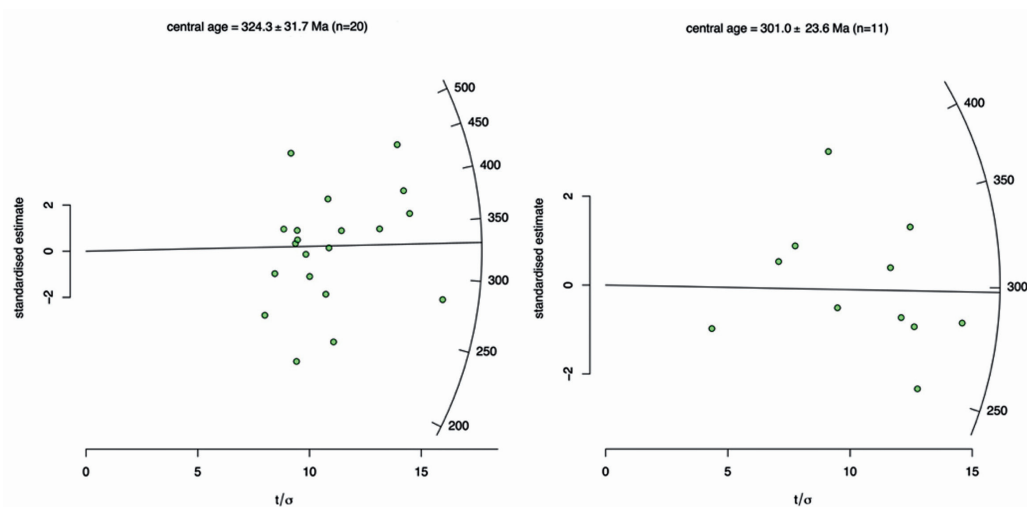


Рис. 1. Радиальные диаграммы распределения трековых возрастов в апатите для образцов Repojarvi и (слева – с глубины 147.5 м, справа – с глубины 88.8 м), полученные с помощью программы IsoplotR (Vermeesch, 2018).

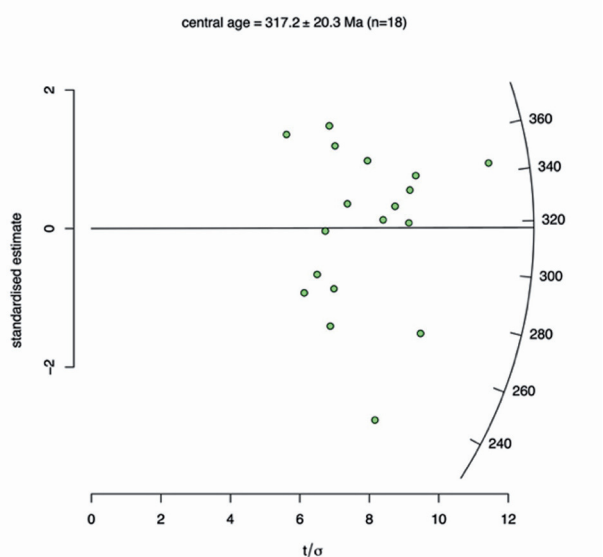


Рис. 2. Радиальная диаграмма распределения трековых возрастов в апатите для образца Repojarvi4 (глубина 9.8 м), полученная с помощью программы IsoplotR (Vermeesch, 2018).

ном центре «Рентгенодифракционные методы исследования» СПбГУ. Для получения содержания ^{238}U в апатите был использован масс-спектрометр Agilent 7900 с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией Analyte Excite (LA-ICP-MS) Института земной коры СО РАН.

По результатам трекового датирования апатита с помощью программы были получены трековые возрасты образцов 301.0 ± 23.6 , 317.2 ± 20.3 и 324.3 ± 31.7 млн. лет, проиллюстрированные на радиальных диаграммах (рис. 1, 2). t-T инверсионное моделирование выполнено в программе HeFTy по 87 замкнутым трекам, длины которых были измерены в изучаемых зернах апатита (Ketcham, 2005; Ketcham and Donelick, 2009). Полученная модель представлена на рисунке 3.

Полученные результаты можно интерпретировать следующим образом:

1. Полученные датировки трех образцов перекрываются между собой, различия в глубинах отбора является незначительным.

Средневзвешенное значение трекового возраста апатита массива Репоярви составляет 314.2 ± 22.5 млн. лет. Данное значение соответствует времени эксгумации массива на глубину < 3.5 км, и данный возраст согласуется с трековыми датировками других массивов таких, как Озёрная Варака, Ковдор (Veselovskiy et al., 2019).

2. Согласно полученной модели (рис. 3), скорость эрозии в период 320–300 млн. лет назад составляла около 50 м/млн. Такая степень эрозии характерна для плоскогорий (Granger, 2007). Известно, что средняя скорость эрозии для платформенных областей составляет около 1 м/млн лет (Dunai, 2010). Следовательно, предполагается, что в диапазоне 320–300 млн. лет происходило ускоренное поднятие территории. Подъем территории может быть связан с региональными тектоническими процес-

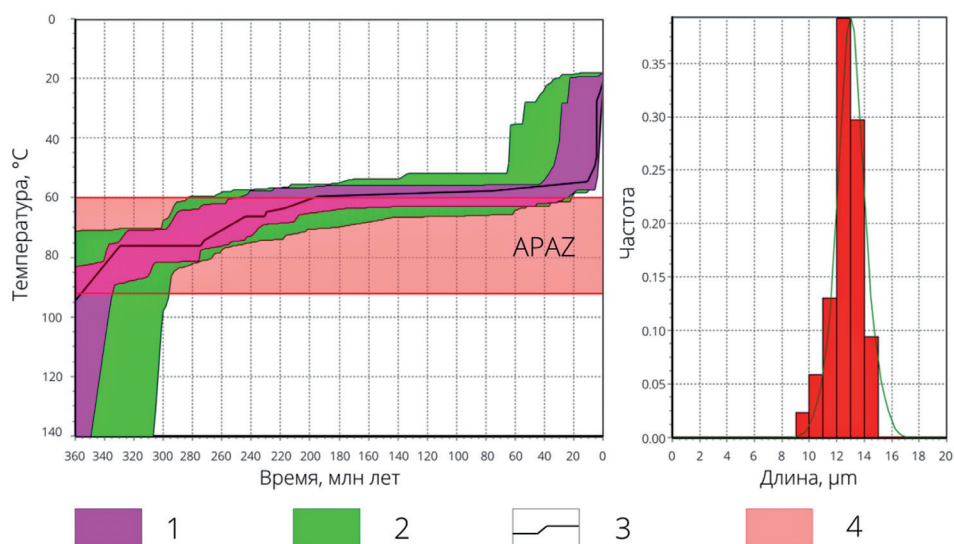


Рис. 3. Результаты термического моделирования массива Репоярви, полученные с помощью программы HeFTy. Слева – t-T диаграмма, построенная по трековым данным в апатите: 1 – события, происходившие с вероятностью более 50 %; 2 – события, происходившие с вероятностью более 5 %; 3 – наиболее вероятное событие; 4 – APAZ (apatite partial annealing zone) – зона частичного отжига треков. Справа – гистограмма распределения длин треков в апатите (Ketcham, 2005; Ketcham and Donelick, 2009).

сами. Полученный возраст соответствует главной фазе герцинского орогенеза, что могло привести к подъему центральной части Кольского полуострова.

3. Второй этап охлаждения оценивается в период 30–20 млн. лет назад и до настоящего времени (рис. 3). Эксгумация и эрозия в это время происходит со скоростью около 30 м/млн. лет связано это событие с поздним рифтогенезом во время раскрытия Атлантического океана в районе северной Скандинавии в палеоцене–эоцене (Stuevold and Eldholm, 1996).

В результате трекового датирования апатита из массива Репоярви получено, что эрозия центральной части Кольского полуострова проходила в два этапа: ~ 320 млн. лет и ~ 20 млн. лет. Оба события связаны с региональными тектоническими событиями (герцинской складчатости восточнее Балтийского щита и Атлантическим рифтогенезом, соответственно), которые привели к подъему территории и последующей эрозии, и эксгумации массива Репоярви. В первый этап было размывто порядка 1.7 км, во второй – порядка 2.0 км верхней части континентальной коры.

Литература

1. Ketcham R.A. Forward and Inverse Modeling of Low-Temperature Thermochronometry Data. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. 2005. V. 58. P. 275–314. <https://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.11>.
2. Ketcham R.A., Donelick, R.A. 2009. HeFTy Version 1.6.7.
3. Stuevold L.M., Eldholm O. Cenozoic uplift of Fennoscandia inferred from a study of the mid-Norwegian margin, *Global and Planetary Change*. 1996.
4. Vermeesch P. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*. 2018. V. 9. P. 1479–1493. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>.
5. Veselovskiy R.V., Thomson S.N., Arzamastsev A.A., Botsyun, S., Travin, A.V., Yudin, D.S., Samsonov A.V., Stepanova A.V. Thermochronology and Exhumation History of the Northeastern Fennoscandian Shield Since 1.9 Ga: Evidence From $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Apatite Fission Track Data From the Kola Peninsula. *Tectonics*. 2019. V. 38. P. 2317–2337. <https://doi.org/10.1029/2018TC005250>.

ПРИРОДНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ И КОМПЬЮТЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОВЕДЕНИЯ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В ГИПЕРГЕННЫХ ПРОЦЕССАХ НА ПРИМЕРЕ ТЕХНОГЕННЫХ ОБЪЕКТОВ «ЛЮПИККО-I» (КАРЕЛИЯ)

Сидкина Е.С.¹, Солдатова Е.А.^{2,1}, Конышев А.А.^{3,1}, Воробей С.С.¹

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, SidkinaES@yandex.ru

² Тюменский государственный университет, Тюмень, 2a61@mail.ru

³ Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, icelopa@gmail.com

Введение

Техногенные объекты Люпикко (шахты, отвалы, пруд) расположены в Питкярантском рудном районе на северо-восточной оконечности Ладожского озера и относятся к одноименному административному району Республики Карелия. По исследуемому району протекают многочисленные небольшие реки и ручьи, соединяющие небольшие озера. Основную долю в поверхностном стоке составляет местный сток, формирующийся непосредственно на территории Карелии. Поверхностные воды района используются для хозяйственно-питьевых целей и для рыболовства, что определяет важность оценки их качества и исследования источников потенциального (реального?) загрязнения. Целью настоящей работы является моделирование поведения тяжелых металлов в системе вода-породы отвалов и сравнение полученных результатов с природными наблюдениями. В качестве объекта для моделирования выбран техногенный пруд, дно которого выстелено обломками отвалов. По визуальным оценкам пруд имеет застойный режим. Таким образом, задача сводится к моделированию взаимодействия атмосферных вод с породами отвалов с учетом времени (скорости растворения минералов).

Геологическая справка и краткое минералогическое описание

Исследуемые техногенные объекты приурочены к рудному полю Люпикко, расположенному в юго-западном обрамлении одноименного гранитогнейсового купола. Само рудное поле имеет магнетитовую специфику. Через территорию рудного поля протекает р. Ристиоя так, что 4 шахты оказываются с западной стороны от реки, а одна к востоку. Магнетит – основной рудный минерал на рудном поле Люпикко. Кроме него в руде развиты сфалерит, флюорит, халькопирит, пирит, касситерит и галенит, встречаются реликты скарнированных мраморов. Минеральный состав техногенных объектов был изучен ранее (Булах и др., 1961; Волошин и др., 1988; Нефедов и др., 1967), а также авторами. Для составления обобщенного минерального состава мы приняли, что отвалы состоят на 95 % из скарнов с магнетитом и на 5 % из апоскарновых грейзенов с флюоритом и сульфидной минерализацией. Обобщив результаты предыдущих исследований и минералогические исследования авторов, был составлен упрощенный минеральный состав отвалов шахты Люпикко–I, который был использован как исходный в модели (%): магнетит (40), Cd-содержащий сфалерит (0.18), халькопирит (0.12), галенит (0.001), Ni-содержащий пирит (0.194), флюорит (2), кальцит (5), доломит (2), хризотил (25.1), клинохлор (7.555), дафнит (15.85), диопсид (2).

Природные воды техногенных объектов шахты «Люпикко-I»

Для изучения химического состава природных вод техногенных объектов в 2020 г. был проведен пробоотбор. Пробы отобраны из шахты «Люпикко-I», из закопушки, техногенного пруда и из р. Ристиоя. Пробы были проанализированы на современном оборудовании с использованием актуальных методик.

Все изучаемые воды являются весьма пресными с величиной минерализации до 305 мг/л. По величине pH все воды нейтральные (6.04–7.95) за исключением речной воды, где вода умеренно кислая (pH 5.38). Химический состав воды разнообразный. В шахте Люпикко-I вода HCO_3 Ca-Mg-Na.

Сравнение с геохимическим фоном (Томилина и др., 2004) показало превышение по ряду микроэлементов: Fe, Zn, Cu, Ni, Co, Cd. В подотвальном пруду вода имеет $\text{SO}_4\text{-HCO}_3$ Ca-Mg состав. Вода, отобранная из закопушки, имеет HCO_3 Ca-Mg состав с повышенным содержанием SO_4^{2-} . В этих пробах определены повышенные содержания Fe, Zn, Cu, Ni, Co, Cd, Al, Sr, U. В пробах, отобранных из р. Ристиоя, также отмечены превышения фоновых значений по Fe, Al, Zn, Ni, Co, Sr, U, но их концентрации значительно (иногда на порядки) ниже, чем в воде затопленной шахты и прилегающих объектов. Более подробно химический состав изучаемых вод описан в (Конышев и др., 2021).

Методика, схема, исходные данные для моделирования

Для изучения накопления химических, в том числе токсичных элементов в природных водах было проведено равновесно-кинетическое моделирование. Этот метод, основанный на принципе частичного равновесия (Barton et al., 1963; Helgeson 1968; Helgeson et al., 1970), реализован в программном комплексе GEOCHEQ_M (Мироненко и др., 2008). Программный комплекс ранее успешно использовался авторами для решения различных геохимических задач, в том числе для прогнозирования загрязнения природных вод районов разработки рудных месторождений (Sidkina et al., 2020; Черкасова и др., 2021).

Мы рассматривали систему, состоящую из O, H, K, Mg, Ca, Al, C, Si, S, Na, F, Cl, Fe, Ni, Cu, Zn, Cd, Pb. В модели был учтен представительный перечень минералов, ионов и комплексных водорастворенных частиц. Система полагалась термодинамически открытой к атмосфере. В качестве исходных данных в модели был принят химический состав атмосферных осадков по данным Росгидромета (2017) в мг/л: Ca^{2+} 1.2, Mg^{2+} 0.3, Na^+ 1.4, K^+ 0.5, HCO_3^- 4, SO_4^{2-} 2.4, Cl^- 1.8. За исходным минеральный состав принят состав, описанный выше.

Первые упоминания о рудном поле Люпикко датируются 1856 годом, когда крестьянином Я. Павловым был обнаружен халькопирит. Исходя из (Grüstedt, 1907) добыча на объекте велась недолго. В 1866 г. под этот объект была построена доменная печь, а уже с 1873 г. рудники были заброшены по причине нецелесообразности добычи. Исходя из этой информации, моделирование было проведено сроком в 150 лет, а точнее 32100 дней, исходя из расчета, что летний период нахождения воды в жидком состоянии в данном регионе (Казаков, 2021) длится 7 месяцев. Соотношение вода-порода рассчитано исходя, из геометрии пруда, среднего размера материала отвалов, визуальных оценок и микроскопических исследований выветрелой части образцов.

Результаты моделирования

Поскольку отвалы состоят преимущественно из плохо растворимых минералов, изменения минерального состава малозначительны. Из новообразованных минералов появляются гетит, гибсит, каолинит и малахит. В природных условиях малахит был замечен в виде примазок на поверхности кусков отвалов. Гетит также заметен невооруженным глазом, но кроме этого был определен под микроскопом.

Химический состав модельной воды изменился в ходе моделирования. Вода имеет HCO_3 Ca-Mg состав. При взаимодействии с породой увеличивается концентрация тяжелых металлов (рис. 1). Источниками тяжелых металлов в природных водах техногенных объектов Люпикко являются сульфидные минералы. Концентрации металлов увеличиваются с течением времени. График накопления Cu имеет более сложную геометрию, чем остальные металлы. Перегиб связан с началом образования в системе малахита. Zn, Cd, Ni, Pb не образуют собственных минеральных фаз, поэтому их концентрации продолжают увеличиваться на всем сроке взаимодействия воды с минералами отвалов. Концентрации Cu, Cd, Ni, Pb к концу срока взаимодействия несколько выше наблюдаемых в природе. Это можно объяснить следующими причинами:

1. несколько завышенные концентрации сульфидных минералов в исходном минеральном составе пород отвалов (мы не смогли опробовать затопленную часть отвалов и наши оценки даны только по части отвалов);
2. отсутствие учета водообмена в модели;

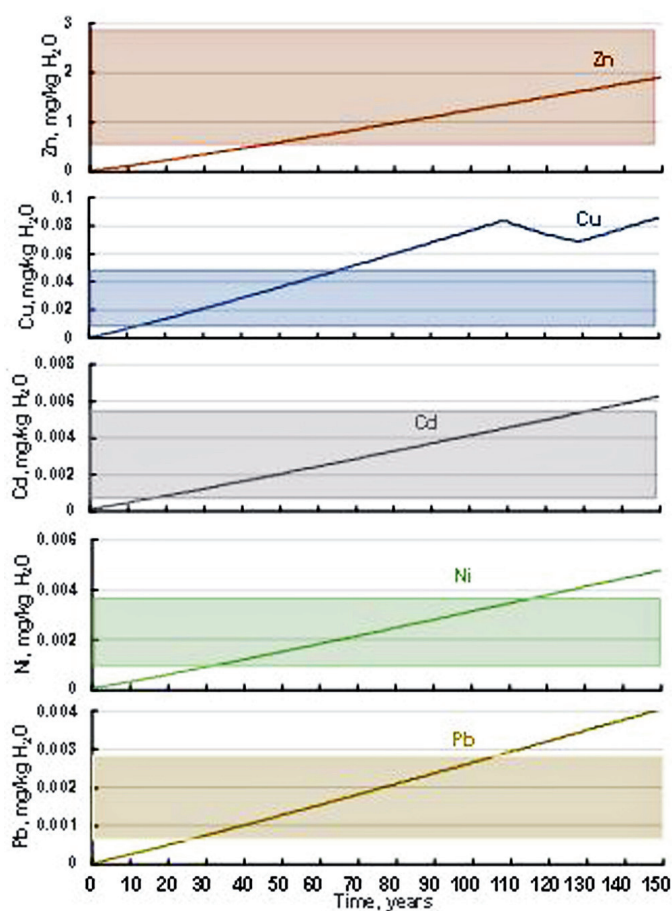


Рис. 1. Изменение концентрации тяжелых металлов в воде (линиями показаны модельные данные, областями – природные наблюдения).

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-77-10011.

Литература

1. Булах А.Г., Франк-Каменецкий В.А. Геологическая экскурсия в окрестности Питкяранты. Петрозаводск. Изд-во: Госкарелиздат. 1961. 105 с.
2. Волошин А.В., Пахомовский Я.А. О стокезите из гранитных пегматитов Кольского п-ова и скарноидов Карелии (Питкяранта) // Тр. Минералогического музея. Вып. 35. Новые Данные о Минералах СССР. М. Изд-во: Наука. 1988. С. 36–39.
3. Казаков К. Погода и климат – прогноз погоды, новости, климатические данные. 2021. URL <http://www.pogodaiklimat.ru/>.
4. Коньшев А.А., Сидкина Е.С., Солдатова Е.А., Черкасова Е.В., Бугаев И.А., Торопов А.С., Догадкин Д.Н., Громьяк И.С., Николаева И.Ю. Химический состав и формы нахождения металлов в водах района шахты «Люпикко-1» (Питкярантский рудный район, Карелия) // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геоэкология. 2021. № 6. С. 55–67. DOI: 10.31857/S0869780921060035.
5. Мироненко М.В., Мелихова Т.Ю., Золотов М.Ю., Акинфиев Н.Н. GEOCHEQ_M – комплекс для термодинамического и кинетического моделирования геохимических процессов в системе вода-порода-газ. Версия 2008. Вестник ОНЗ РАН.
6. Нефедов Е.И. Берборит, новый минерал // ДАН СССР. Серия геологическая. 1967. № 174. С. 189–192.
7. Томилина О.В., Паламарчук С.Ф., Яхнин Э.Я., Егоров А.И. Комплект карт геохимической основы государственной геологической карты Российской Федерации // Геохимическое картирование севера европейской территории России в рамках международной программы «Экогеохимия Баренцева региона» и проведение опережающего этапа составления геохимических основ Госгеолкарты 1000 третьего поколения на листы Р-35, 36. Т. 2: Отчет о научно-исследовательской работе. СПб. 2004. 146 с.

3. упрощение модели (мы не учитывали некоторые процессы, например, сорбцию, комплексообразование с органическим веществом).

Заключение

Сравнение результатов моделирования с природными наблюдениями позволяет утверждать, что модельные данные хорошо согласуются с реальной ситуацией, наблюдаемой на изучаемом объекте. Природные и модельные данные свидетельствуют о накоплении тяжелых металлов в природных водах при взаимодействии с породами отвалов. Источниками этих элементов являются сульфидные минералы. Накопление тяжелых металлов носит длительный характер. Более того, они могут выноситься поверхностным стоком в речную сеть района.

Проведенное исследование показывает, что даже небольшие техногенные объекты вносят свой вклад в формирование геохимического облика района и должны быть объектом пристального внимания специалистов в связи с угрозой распространения элементов-загрязнителей в природных водах района.

8. Черкасова Е.В., Мироненко М.В., Сидкина Е.С. Кинетико-термодинамическое моделирование кислотного дренажа объединенной технологической пробы с месторождения Павловское (архипелаг новая земля, о. Южный). Предварительная оценка // *Геохимия*. Т. 66. № 2. 2021. С. 183–190. DOI: 10.31857/S0016752521020035.
9. Barton P.L., Benthke P.M., Toumin P. Equilibrium in ore deposits // *Min Soc Amer Spec.* 1963. No. 1. P.171–185.
10. Helgeson H.C. Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions. I. Thermodynamic relations // *Geochim Cosmochim Acta*. 1968. No. 32. P. 569–592.
11. Helgeson H.C., Brown T.H., Nigrini A., Jones T.A. Calculation of mass transfer in geochemical processes involving aqueous solutions / *Geochim Cosmochim Acta*. 1970. No. 34. P. 569–592.
12. Sidkina E.S., Mironenko M.V., Cherkasova E.V. (2020) Application of equilibrium-kinetic modeling for predicting the chemical composition of subdump waters of the Udokan deposit (Russia) / *Geochemistry International*. V. 58. No. 13. P. 1419–1429. DOI: 10.1134/S0016702920130091.
13. Trüstedt O. Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga-See // *Bull. la Comm. Géologique Finlande* 1907. V. 19. P. 243–244. (in German).

СЕРЕБРО МЕДВЕЖЬЕГО ОСТРОВА

Синиченко О.А.¹, Ветрова М.Н.¹, Фришман Н.И.²

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, olesyasinichenko400@gmail.com ; mn.vetrova@gmail.com

² Геолого-исторический музей «Валитов камень», пгт Чупа, n.friishman@mail.ru

Введение

Месторождение самородного серебра на Медвежьем острове – это первый серебряный рудник России. Остров расположен в Порьей губе Белого моря, Терский район, Мурманская область.

Краткая история освоения острова

Свою известность остров Медвежий получил в феврале 1733 г., когда прибывшие в Санкт-Петербург архангелогородцы Ф. Прядунов, Е. Собинский и Ф. Чирцов объявили, что в 1732 г. ими на острове было добыто и сплавлено 35 фунтов чистого серебра. Уже к 1741 г. рудник был закрыт в связи с истощением руд, по другим сведениями в результате интриг с целью получить рудник в частные руки (Белянкин, 1924).

Геология месторождения

Остров Медвежий сложен верхнеархейскими или нижнепротерозойскими отложениями, а также породами нижнего палеозоя (Гинзбург, 1921). В строении острова принимают участие такие породы (рис. 1): габбро-амфиболиты, щелочные граниты, метасоматиты по гранатовым габбро и щелочным гранитам, дайки ультраосновного и основного состава, гранитные пегматиты, кальцитовые жилы с полиметаллическим оруденением. Породы собраны в крутые, вытянутые в северо-западном направлении, складки.

На острове также широко представлены гидротермальные кварц-кальцитовые жилы с бедным свинцово-цинковым оруденением. Всего на острове зафиксировано 6 жил. Все они невыдержанные по простиранию и падению, секут все вышеперечисленные породы, их средняя мощность 50 см.

Минералогия кальцитовых жил

Основными минералами жил являются кварц и кальцит, также местами развит флюорит. Среди рудных минералов отмечены галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, серебро, акантит (Токарев, 1935). Текстура жил преимущественно брекчиевая. Описанные жилы развиваются по ранним метасоматитам в зонах интенсивной трещиноватости и на контактах пород (рис. 2).

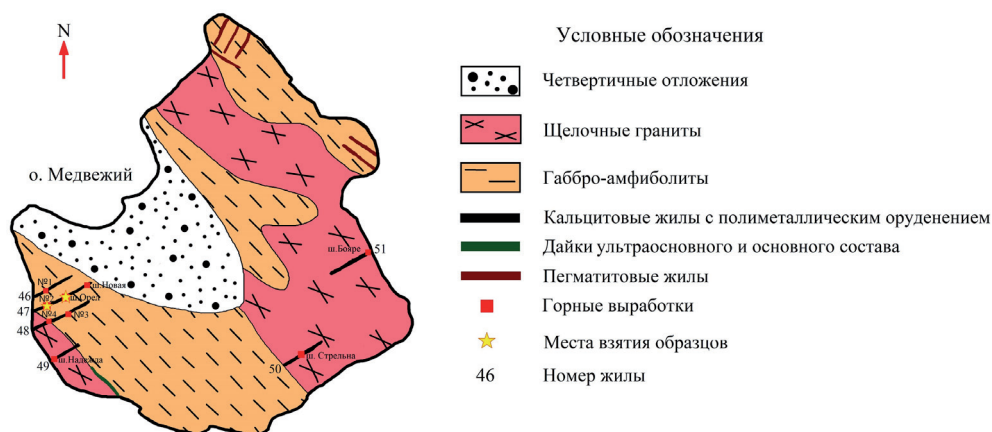


Рис. 1. Геологическая схема Медвежьего острова (выполнила Синиченко О.)



Рис. 2. Характерное строение рудной жилы (а – брекчия вмещающих пород; б – окварцованные метасоматиты; в – крупнокристаллический кальцит) Размер образца 18×12 см. Шахта «Орел» (фото: Фришман Н.И.).

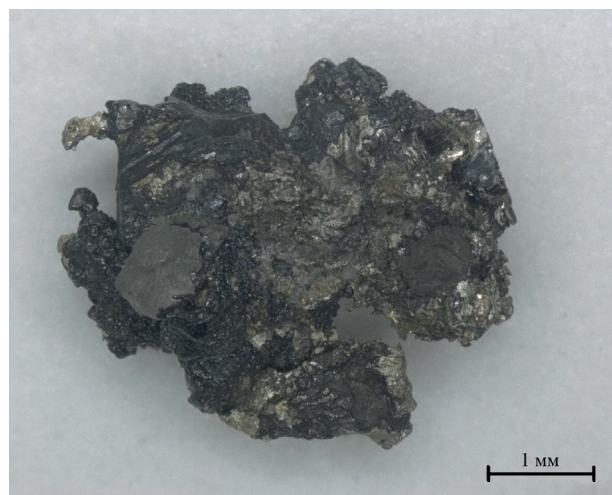


Рис. 3. Самородок, сложенный дендритами серебра, с включениями кристаллов флюорита. Шахта-штольня № 2 (фото: Синиченко О.)

Серебро представляет собой либо самородки (рис. 3), либо проволоочные или губчатые агрегаты в крупнокристаллическом кальците на контакте с окварцованными метасоматитами.

Проволоковидные выделения самородного серебра встречаются как в метасоматитах, так и в крупнокристаллическом кальците (рис. 4).

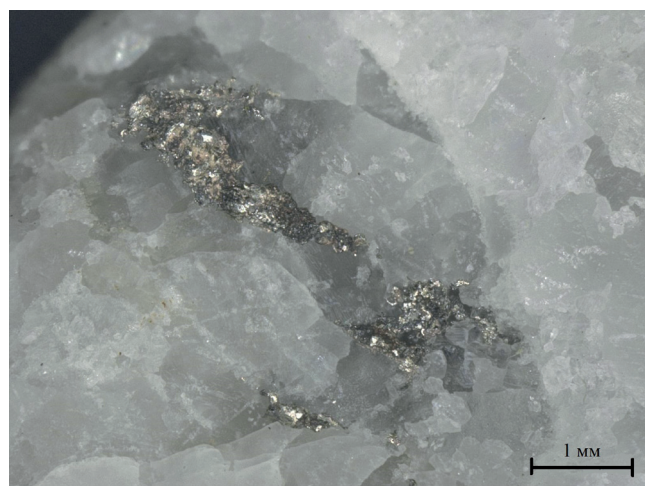


Рис. 4. Проволоковидные выделения самородного серебра в кристаллическом кальците. Шахта-штольня № 2 (фото: Синиченко О.)

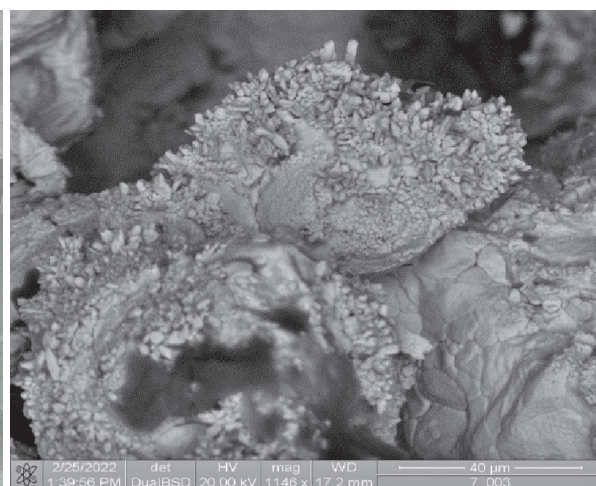


Рис. 5. Щетки пирамидально-призматических кристаллов акантита на самородном серебре. (фото: Синиченко О.) Изображение в обратно-отраженных электронах.

Размер выделений серебра достигает нескольких см. Они часто покрыты кристаллическими корками акантита или же черными пленками, природу которых установить не удалось.

Акантит в исследованных образцах образует мелкокристаллические корки в трещинах растворения в кальците в зоне контакта метасоматитов с кристаллическим кальцитом. Часто обрастает проволоковидные выделения самородного серебра разноориентированным агрегатом пирамидально-призматических кристаллов (рис. 5).

Другие минералы

При изучении состава серебра в обратно-отраженных электронах были диагностированы мелкие включения предположительно герсдорфита с серой окраской, выделяющейся на фоне белой

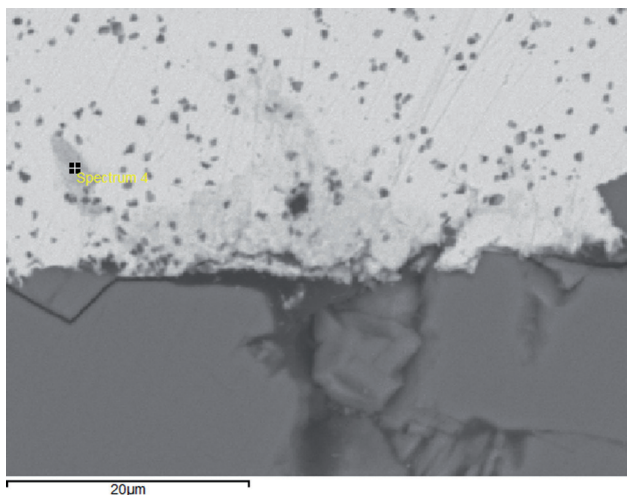


Рис. 6. Мелкие выделения герсдорфита в самородном серебре. Изображение в обратно-отраженных электронах. (фото: Синиченко О.)

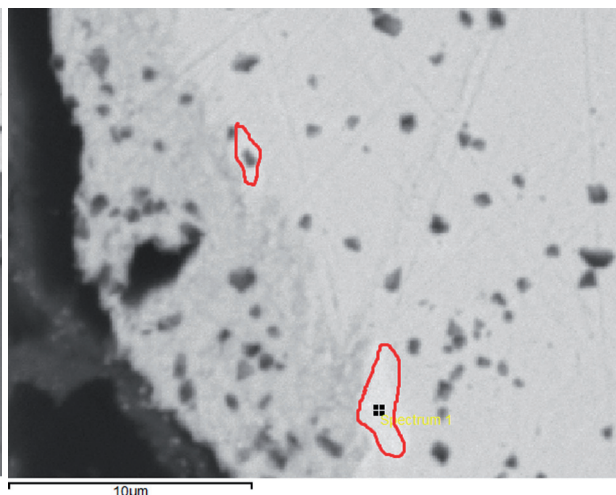


Рис. 7. Включения ртутной амальгамы в самородном серебре (выделено красным). Изображение в обратно-отраженных электронах. (фото: Синиченко О.)

окраски самородного серебра (рис. 6). Присутствие этого минерала возможно связано с наличием даек ультраосновного состава.

Неожиданной оказалась находка амальгамы серебра в виде включений в самородном серебре с более светлой окраской, выделяющейся на фоне белой окраски самородного серебра (рис. 7).

Выводы

В проведенных исследованиях были установлены и зафиксированы морфологические формы агрегатов самородного серебра, встречающихся в рудных жилах на Медвежьем острове. Также была изучена сопутствующая ему ассоциация минералов. В ней были встречены кальцит, кварц, флюорит, сфалерит, пирит и акантит. Установлен химический состав самородного серебра. Анализы показали отсутствие примесей в его составе. В ходе исследований в самородном серебре были обнаружены включения герсдорфита, а также присутствие ртутной амальгамы.

Литература

1. Белянкин Д., Куплетский Б. Горные породы и полезные ископаемые Северного побережья и прилегающих к нему островов Канда拉克шской губы Белого моря // Тр. Северной научно-промысловой экспедиции. Вып. 18. М.-Л. 1924.
2. Гинзбург И.И. Полезные ископаемые побережья Канда拉克шского залива Белого моря // Тр. Северной научно-промысловой экспедиции Вып. 7. Петроград. 1921.
3. Жиров К.К., Лоскутов А.В., Кравченко М.П., Кравченко Э.В., Рюнгенен Г.Н. Аномальный свинец из гидротермальных жил Канда拉克шского побережья Кольского полуострова // Геохимия. № 7. 1969.
4. Кузин А.А. К вопросу о серебрянорудном промысле в районе Белого моря // Вопросы истории естествознания и техники. Вып. 7. 1959.
5. Максимов М.М. Русскому серебру 300 лет (монета из серебра Медвежьего острова) // Геология рудных месторождений. № 2. 1969.
6. Токарев В.А. К минералогии Терского берега Кольского полуострова (Порья губа – Куз-река) // Тр. Ленинградского общества естествоиспытателей. Т. LXIV. Вып. 1. 1935.
7. Федотова М.Г. Самородное серебро острова Медвежьего в Белом море // Природа и хозяйство Севера. Л. Вып. 5. 1976.

ТЯЖЕЛЫЕ МЕТАЛЛЫ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ БАРЕНЦЕВА И КАРСКОГО МОРЕЙ В РАЙОНЕ АРХИПЕЛАГА НОВАЯ ЗЕМЛЯ

Скавинская Н.Ю., Барымова А.А.

ООО «Центр морских исследований МГУ им. М.В. Ломоносова», Москва, skavinskayany@gmail.com

Введение

Донные отложения обладают способностью с одной стороны, к аккумуляции химических веществ, а с другой – могут являться вторичным источником их поступления в водную толщу. Донные отложения обладают способностью к накоплению химических веществ и могут являться вторичным источником их поступления в водную толщу, что влияет на качество воды и на токсичность среды в целом для гидробионтов.

Данные о состоянии компонентов морских арктических экосистем остаются точечными в пространственном, качественном и временном смысле, ввиду труднодоступности региона и возникающих сложностей при публикации данных. Ежегодно ООО «Центр морских исследований МГУ им. М.В. Ломоносова («ЦМИ МГУ»)» проводит комплекс морских экологических работ, включающих в себя изучение состояния донных грунтов. Большое количество участков исследований сосредоточено вокруг архипелага Новая Земля в акваториях Баренцева и Карского морей, что связано с высокой перспективностью нефтегазоносности данного региона. Цель нашей работы – проанализировать гранулометрический состав донных отложений и содержание в них тяжелых металлов.

Материалы и методы

В работе использовались данные мониторинга состояния поверхностных донных отложений на участках в районе арх. Новая Земля 2017–2021 гг. Участки были объединены в группы в соответствии со сторонами света (рис. 1).

Пробы донных отложений для исследований отбирались с помощью дночерпателей Ван-Вина или «Океан-1». Суммарное количество станций отбора проб – 320. После отбора пробы в зависимости от вида анализа охлаждались или замораживались. Далее пробы отправлялись в лабораторию, где в соответствии с нормативными документами проводился анализ гранулометрического состава, геохимические и радиологические исследования. Поскольку перечни исследуемых химических

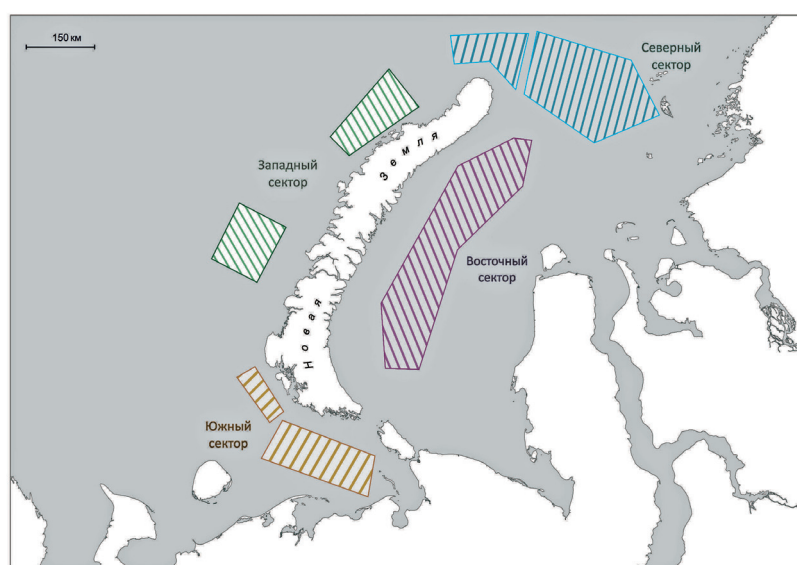


Рис. 1. Карта расположения участков исследования.

элементов в донных отложениях участков отличались, были выбраны те элементы, которые присутствовали во всех исследованиях – Fe, Cu, Hg, Pb, Zn.

Анализ результатов также включал в себя пересчет полученных концентраций исследуемых тяжелых металлов на стандартный образец в соответствии с зарубежным нормативным документом «Голландские листы» (Warmer, van Dokkum, 2002) и региональным нормативом «Нормы и критерии оценки загрязненности донных отложений в водных объектах Санкт-Петербурга» (Нормы и критерии..., 1996).

Результаты исследований и их обсуждение

Донные отложения к северу от арх. Новая Земля были представлены несколькими типами алевритов и пелитов. Для западной части исследуемого участка характерны в основном различные типы алевритов и песков алевритовых и пелитовых. Песчаные грунты встречаются в районе Лудловского газового месторождения и Западно-Приновоземельского ЛУ. Наиболее крупнодисперсные донные отложения (пески различной размерности) встречаются к югу от архипелага, что может быть связано с расположением исследуемых участков вблизи береговой линии, с небольшими глубинами отбора проб и более активной гидродинамической обстановкой. Донные отложения восточной части исследуемой акватории представлены алевритами и пелитами (ЛУ Восточно-Приновоземельский-1) и песками (ЛУ Восточно-Приновоземельский-2). Данные различия связаны в первую очередь с тем, что станции отбора на ЛУ Восточно-Приновоземельский-2 расположены на небольших глубинах и ближе к берегу. Описанные закономерности отвечают классическому распределению обломочных пород на шельфе и согласуются с литературными данными (Васильев и др., 2013; Бургуто и др., 2016; Журавлев и др., 2014; Государственная..., 2021). В разные периоды исследований на некоторых точках отбора проб наблюдаются незначительные изменения в процентном соотношении фракций. Такие отклонения могут быть связаны с сезонной изменчивостью. Типы осадков приведены в таблице 1.

Таблица 1. Основные типы донных отложений Баренцева и Карского морей в районе архипелага Новая Земля.

| Тип осадка | Гравий, галька | Песок | Алеврит | Пелит |
|------------|----------------|------------------------------------------|----------------------------|-----------|
| Север | – | – | ППлА, ПлА | Пл, АПл |
| Запад | – | АП, АПлП, ПлАП, Пмт | ППлА, ПлА, ПГрГА, ПлПА, ПА | ПАПл, АПл |
| Юг | ГрГ, П(ГрГ) | Пм, Псм, Пмс, Пкс, Птм, Пт, АП, Пмт, Пкм | ПлПА, ПА, ППлА, ПлА | – |
| Восток | – | АП, Птм, Пм, Псм, ПлАП | ППлА, ПлПА, ПлА | ПАПл, АПл |

Примечание. ГрГ – гравий, галька; П – песок (кс – крупно-среднезернистый, мс – мелко-среднезернистый, км – крупно-мелкозернистый, см – средне-мелкозернистый, м – мелкозернистый, тм – тонко-мелкозернистый, т – тонкозернистый, мт – мелко-тонкозернистый) А – алеврит, Пл – пелит.

Классификация осадков проводилась в соответствии с «Инструкцией по организации и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000 с использованием триангулярных диаграмм (Т. 1, рис. 2 24, гл. 2.5, стр. 74) и в соответствии с ГОСТ 25100-2020.

Содержание элементов в донных отложениях приведено в таблице 2. В пространственном распределении элементов отмечается приуроченность наиболее высоких средних концентраций к северу от арх. Новая Земля, низких – к югу. В первую очередь это может быть связано с особенностями гранулометрического состава донных отложений и содержанием органического углерода (в донных отложениях к северу от архипелага концентрации достигали 3.5 %; к югу – чаще всего были ниже предела обнаружения используемой методики < 0.5 %).

Выбранные элементы (кроме Fe) относятся к I (Hg, Pb, Zn) и II (Cu) классам опасности. По результатам пересчетов полученных концентраций Cu, Hg, Pb, Zn на стандартный образец в соответ-

ствии с нормативными документами (Warmer, van Dokkum, 2002; Нормы и критерии..., 1996) для донных отложений к северу от архипелага превышения «целевого уровня» не зафиксированы; для западных, южных и восточных участков отмечаются единичные превышения, что может являться геохимическими аномалиями для данного района исследований и не связано с антропогенным воздействием. Концентрации Hg не превышают норматив на всех исследуемых участках. Для Fe расчет не проводился, поскольку нормативами не установлены допустимые концентрации для этого элемента.

Сравнение с литературными данными затруднительно, поскольку их мало в открытых источниках, а для некоторых районов исследования никогда не проводились.

Таблица 2. Концентрации химических элементов в донных отложениях Баренцева и Карского морей в районе архипелага Новая Земля.

| Концентрации элементов в донных отложениях, мг/кг | | Fe | Cu | Hg | Pb | Zn |
|---------------------------------------------------|-----------------|-------|-----------------------------|---------|---------|----------|
| Север | мин | 19000 | 13.6 | 0.021 | 6.7 | 39.0 |
| | макс | 70000 | 31.0 | 0.045 | 22.0 | 110.0 |
| | ср. | 39300 | 21.9 | 0.033 | 14.1 | 78.5 |
| | превышения «ЦУ» | – | превышений нет (30 станций) | | | |
| Запад | мин | 8500 | 6.6 | 0.011 | 4.6 | 24.0 |
| | макс | 37500 | 67.0 | 0.065 | 72.5 | 170.0 |
| | ср. | 17144 | 15.8 | 0.030 | 13.5 | 53.1 |
| | превышения «ЦУ» | – | 4 из 70 | нет | 2 из 70 | 1 из 70 |
| Юг | мин | 912 | < 0.1 | < 0.005 | < 0.5 | < 5 |
| | макс | 34676 | 20.4 | 0.034 | 24.0 | 110.0 |
| | ср. | 7068 | 3.9 | 0.008 | 4.6 | 19.9 |
| | превышения «ЦУ» | – | 1 из 126 | нет | нет | 3 из 126 |
| Восток | мин | 1500 | 1.6 | < 0.005 | 1.5 | < 5.0 |
| | макс | 47845 | 36.7 | 0.090 | 18.0 | 119.5 |
| | ср. | 15452 | 19.1 | 0.027 | 8.4 | 60.9 |
| | превышения «ЦУ» | – | 6 из 104 | нет | нет | 1 из 104 |

Заключение

В ходе выполненных работ были получены и обобщены данные по гранулометрическому составу и содержанию тяжелых металлов (железо, медь, ртуть, свинец, цинк) в донных отложениях вокруг архипелага Новая Земля. Представленные в этой работе данные могут быть использованы для анализа изменения состояния донных отложений этих районов Баренцева и Карского морей.

Литература

1. Бургуто А.Г., Журавлев В.А., Заварзина Г.А., Зинченко А.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист S-(36), 37. Баренцево море (зап., центр. части). Объяснительная записка. СПб. Изд-во: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2016. 144 с. + 7 вкл.
2. Васильев В.В., Вискунова К.Г., Кийко О.А., Козлов С.А. и др. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист T-41–44. Мыс Желания. Объяснительная записка. СПб. Изд-во: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2013. 200 с. + 3 вкл.
3. ГОСТ 25100-2020. Грунты. Классификация.
4. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист S-39, 40. Прол. Маточкин Шар. Объяснительная записка Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ», ОАО «МАГЭ». СПб. Изд-во: ВСЕГЕИ. 2021. 333 с. + 10 вкл.
5. Журавлёв В.А., Кораго Е.А., Костин Д.А., Зуйкова О.Н. и др. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист R-39, 40.

- о. Колгуев. Прол. Карские Ворота. Объяснительная записка. СПб. Изд-во: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2014. 405 с. + 2 вкл.
6. Инструкция по организации и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1:200000, (Роскомнедра). М. 1995.
 7. Нормы и критерии оценки загрязнённости донных отложений в водных объектах Санкт-Петербурга // Региональный норматив, разработанный в рамках российско-голландского сотрудничества по программе PSO 95/RF/3/1. СПб. 1996. 20 с.
 8. Warmer H., van Dokkum R. 2002. Water pollution control in the Netherlands. Policy and practice 2001. Lelystad, RIZA: 77 p.

ПЕРВЫЕ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ДЛЯ РАННЕПЕРМСКИХ ПЛАГИОГРАНИТОВ НОРА-СУХОТИНСКОГО ТЕРРЕЙНА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Смирнов Ю.В.¹, Хубанов В.Б.²

¹ Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, smirnov@ignm.ru

² Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, khubanov@mail.ru

Нора-Сухотинский террейн, согласно существующей тектонической схеме (Ханчук, 2006), представляет собой северо-восточный фланг Южно-Монгольско–Хинганского орогенного пояса. Этот пояс протягивается от Рудного Алтая и смежных районов Китая в Южную Монголию и далее на северо-восток Китая и приграничные районы Приамурья, где он «теряется», пережимаясь такими крупными континентальными массивами как Аргунский и Бурей-Цзямусинский. История формирования пояса охватывает длительный период времени, начиная с ордовика по раннюю пермь. Большое значение для реконструкции истории его формирования имеет изучение интрузивных образований, несущих в себе информацию о возрасте и геодинамических обстановках формирования этой структуры. В данной публикации рассматриваются первые результаты U-Pb геохронологических исследований плагиогранитов массива горы Змеиная, который прослеживается на правом берегу р. Зея от р. Горомша до р. Громша в пределах Зея-Селемджинского фрагмента Нора-Сухотинского террейна. На геологической карте масштаба 1:1000000 становление массива относят к ордовику (Петрук, Волкова, 2012). Главной целью исследований является уточнение этапов проявления гранитоидного магматизма в структуре Нора-Сухотинского террейна.

Плагиограниты массива горы Змеиная светло-серого цвета с массивной текстурой и мелкозернистой гипидиоморфнозернистой структурой. Они состоят из плагиоклаза (олигоклаз, андезин) – 30–40 %, кварца – 30–35 %, калиевого полевого шпата – 10–15 %, биотита и мусковита – 5–12 %, роговой обманки – ед. вкл. Среди акцессорных минералов выявлены титаномагнетит, циркон, апатит, сфен.

Выделение цирконов выполнено в минералогической лаборатории Института геологии и природопользования ДВО РАН с применением тяжелых жидкостей. Непосредственно геохронологические (U-Pb) исследования выполнены в ЦКП «Геоспектр» Геологического института им. Н.Л. Добрецова СО РАН (г. Улан-Удэ) на одноколлекторном магнитно-секторном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Element XR (Termo Scientific), оснащенного устройством лазерной абляции UP-213 (New Wave Research). Детальное описание аналитических процедур приведено в публикации (Хубанов и др., 2016). Обработка полученных результатов производилась с помощью программ Glitter (Griffin et al., 2008) и Isoplot v. 3.6 (Ludwig, 2008).

Геохронологические исследования выполнены для образца плагиогранита с номером Z-84. Наиболее молодые акцессорные цирконы характеризуются возрастом по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ в интервале от 288 до 297 млн. лет. Эти цирконы имеют отчетливую осциляторную зональность, величины отношения $\text{Th}/\text{U} = 0.20\text{--}0.55$, что свидетельствует об их магматическом происхождении. Средневзвешенный конкордантный возраст составляет 295 ± 4 млн. лет ($\text{СКВО} = 1.94$; Вероятность конкордантности = 0.31) (рис. 1 а), который идентичен возрасту TuffZircAge $295 +1/ - 2$ млн. лет (рис. 1 б). Более древние цирконы имеют ксеногенное происхождение. Так для 13 цирконов по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ получены значения возраста варьирующие от 362 до 529 млн. лет. Значительное количество точек ранне- и среднепалеозойских цирконов отклоняется от конкордии, что, вероятно, связано с присутствием в цирконах нерадиогенного свинца. Одно зерно имеет конкордантный возраст 2732 млн. лет.

Таким образом, проведенные нами исследования позволили установить, что возраст плагиогранитов массива горы Змеиная, не ордовикский, как предполагалось ранее (Петрук, Волкова,

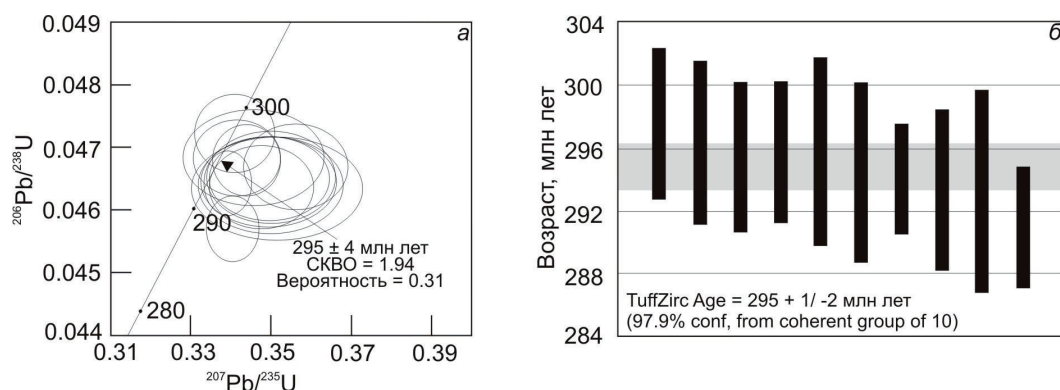


Рис. 1. Диаграммы с конкордией (а) и TuffZircAge (б) для раннепермских цирконов из плагиогранита (обр. Z-84) массива горы Змеиная Зея-Селемджинского фрагмента Нора-Сухотинского террейна.

2012), а раннепермский (295 ± 4 млн. лет) и, следовательно, они отражают заключительный этап развития Нора-Сухотинского террейна.

Исследования выполнены за счет гранта Российского научного фонда № 21-77-10001, № 21-77-10001, <https://rscf.ru/project/21-77-10001/>.

Литература

1. Петрук Н.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1000000. Третье поколение. Дальневосточная серия. Лист N-52 (Зея). Ред. Вольский А.С. СПб. Изд-во: ВСЕГЕИ. 2007.
2. Ханчук А.И. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. В 2-х кн. Владивосток. Изд-во: Дальнаука. 2006. Кн. 1. 572 с.
3. Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ3 – MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241–258. <https://doi.org/10.15372/GIG20160113>.
4. Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS / Ed. by Sylvester P.J. Laser ablation ICP-MS in the Earth sciences: current practices and outstanding issues. Mineralogical association of Canada short course series. 2008. V. 40. P. 204–207.
5. Ludwig K.R. Isoplot 3.6: Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2008. V. 4. 77 p.

ИСТОЧНИКИ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ЕРНИЧЕНСКОЙ ТОЛЩИ АРГУНСКОЙ СЕРИИ ОДНОИМЕННОГО МАССИВА: РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb (LA-ICP-MS) ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

Смирнова Ю.Н.¹, Хубанов В.Б.²

¹ Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, smirnova@ascnet.ru

² Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, khubanov@mail.ru

Аргунский массив является одним из наиболее значимых континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. В его строении принимают участие различные по возрасту и составу геологические комплексы. Особый интерес представляют осадочные толщи, которые несут в себе важную информацию об истории формирования массива. В пределах северо-западной части Аргунского массива широко распространены докембрийские и нижнепалеозойские осадочные толщи, для которых характерно скудные находки органических остатков либо их отсутствие. В этой связи для корреляции стратиграфических подразделений наиболее информативными являются современные методы исследования осадочных пород. К одним из таких методов относится U-Pb датирование детритовых цирконов, с помощью которого можно уточнить нижнюю возрастную границу накопления немых осадочных толщ, а также выявить основные источники сноса кластического материала. В последние годы подобные исследования были проведены нами для неопротерозойских осадочных пород даурской серии в пределах северо-западной части Аргунского массива (Смирнова и др., 2022). Логическим продолжением является изучение вышележащих нижнепалеозойских терригенных пород аргунской серии. Согласно региональной стратиграфической схеме Приаргунья (Решения ..., 1994) отложения аргунской серии выделены в быстринскую свиту и ерниченскую толщу общей мощностью до 3800 м. В составе быстринской свиты преобладают доломиты и известняки с редкими прослоями кремнистых, кремнисто-глинистых, глинистых и углисто-серицитовых сланцев, песчаников, алевролитов, мергелей и фосфатоносных пород. На основании находок слоев со скелетной фауной возраст свиты принят нижнекембрийским (Шивохин и др., 2010). Отложения ерниченской толщи прослеживаются от бассейна р. Уров на юге до бассейна рек Шилка, Газимур и Будюмкан на севере (Козлов и др., 2010; Шивохин и др., 2010). В составе толщи выделяются полимиктовые и кварцевые песчаники, алевролиты, аргиллиты с горизонтами гравелитов, кварцитов и доломитов. Контакты с нижележащими отложениями нижнекембрийской быстринской свитой в большинстве случаев осложнены тектоническими нарушениями. Ископаемые остатки не содержит, возраст толщи принят условно ранне-среднекембрийским (Шивохин и др., 2010). Для уточнения нижней возрастной границы накопления фаунистически неохарактеризованных терригенных отложений ерниченской толщи аргунской серии и выявления основных источников сноса кластического материала нами было проведено U-Pb (LA-ICP-MS) датирование детритовых цирконов из образца песчаника, отобранного в бассейне р. Уров (Забайкальский край).

Выделение детритовых цирконов выполнено в минералогической лаборатории ИГиП ДВО РАН с применением тяжелых жидкостей. U-Pb датирование детритовых цирконов выполнено в ЦКП «Геоспектр» Геологического института СО РАН (г. Улан-Удэ) на одноколлекторном магнитно-секторном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Element XR (Termo Scientific), оснащенном устройством лазерной абляции UP-213 (New Wave Research). Детально описание аналитических процедур приведено в публикации (Хубанов и др., 2016). Обработка полученных результатов производилась с помощью программ Glitter (Griffin et al., 2004) и Isoplot v. 3.6 (Ludwig, 2008). Для построения кривых относительной вероятности возраста детритовых цирконов использовались конкордантные оценки возрастов.

Из 120 зерен детритовых цирконов из песчаника ерниченской толщи (обр. Ю-129) конкордантные оценки возраста были получены для 73 зерен, которые можно разделить на три возрастные группы: неопротерозойскую (551–963 млн. лет, 56 зерен), мезопротерозойскую (1051–1478 млн. лет, 4 зерна) и палеопротерозойскую (1601–2347 млн. лет, 12 зерен). На кривой относительной вероят-

ности возрастов цирконов выделяются пики 567, 733, 791, 866, 943 и 1761 млн. лет. Наиболее древнее зерно циркона имеет неогархейский конкордантный возраст (2650 ± 15 млн. лет), а наиболее молодая популяция цирконов имеет возраст 556 ± 11 млн. лет.

Таким образом, согласно возрасту наиболее молодой популяции цирконов, нижняя возрастная граница накопления терригенных пород ерниченской толщи приходится на рубеж неопротерозоя и палеозоя, что, в целом, не противоречит принятому ранее возрасту толщи (Шивохин и др., 2010). Кроме того, выявлено, что наиболее значимые популяции детритовых цирконов из песчаника ерниченской толщи характеризуются нео-, мезо- и палеопротерозойскими значениями возраста. Источниками нео- и палеопротерозойских цирконов могли быть магматические и метаморфические образования нео- и палеопротерозойского возраста, выявленные в последние годы в пределах Аргунского континентального массива (Голубев и др., 2010; Сорокин и др., 2015; Сорокин, Кудряшов, 2015; Feng et al., 2022; Liu et al., 2020; Sun et al., 2013). Вопрос об источниках мезопротерозойских цирконов открыт, так как до сих пор в структуре Аргунского массива не установлены с помощью U-Pb геохронологических исследований образования мезопротерозойского возраста.

Исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 20-05-00195).

Литература

1. Голубев В.Н., Чернышев И.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д., Яковлева С.З. Стрельцовский урановорудный район: изотопно-геохронологическая (U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd) характеристика гранитоидов и их место в истории формирования урановых месторождений // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52. № 6. С. 553–571. <https://doi.org/10.1134/S107570151006005X>.
2. Козлов С.А., Богач Г.И., Томбасов И.А., Потемкина Л.В., Пинаева Т.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Сер. Алдано-Забайкальская. Лист N-50 (Сретенск). Третье поколение. Отв. ред. Руденко В.Е., Старченко В.В. СПб. Изд-во: ВСЕГЕИ. 2010.
3. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Комплект схем. Хабаровск. Изд-во: ХГГПИ. 1994.
4. Смирнова Ю.Н., Овчинников Р.О., Смирнов Ю.В., Дриль С.И. Источники кластического материала и условия накопления осадочных пород даурской серии Аргунского континентального массива // Тихоокеанская геология. 2022. Т. 41. № 1. С. 13–31. <https://doi.org/10.30911/0207-4028-2022-41-1-13-31>.
5. Сорокин А.А., Котов А.Б., Кудряшов Н.М., Ковач В.П. Первые свидетельства проявления эдиакарского магматизма в истории геологического развития Мамынского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 6. С. 3–15.
6. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Первые U-Pb-геохронологические и геохимические данные для поздненевендских и раннепалеозойских кислых вулканитов Мамынского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // ДАН. 2015. Т. 465. № 4. С. 473–478. <https://doi.org/10.7868/S086956521534023X>.
7. Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ₃-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным прободом: процедура определения и сопоставления с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241–258. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.01.013>.
8. Шивохин Е.А., Озерский А.Ф., Куриленко А.В., Раитина Н.И., Карасев В.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000000. Серия Алдано-Забайкальская. Лист M-50 (Борзя). Третье поколение. Отв. ред. Старченко В.В. СПб. Изд-во: ВСЕГЕИ. 2010.
9. Feng Z., Zhang Q., Liu Y., Li L., Jiang L., Zhou J., Li W., Ma Y. Reconstruction of Rodinia supercontinent: Evidence from the Erguna Block (NE China) and adjacent units in the eastern Central Asian orogenic Belt // Precambrian Research. 2022. V. 368. 106467. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106467>.
10. Griffin W.L., Belousova E.A., Shee S.R., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U-Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons // Precambrian Research. 2004. V. 131. Is. 3–4. P. 231–282.
11. Liu H., Li Y., Wan Z., Lai Ch.-K. Early Neoproterozoic tectonic evolution of the Erguna Terrane (NE China) and its paleogeographic location in Rodinia supercontinent: Insights from magmatic and sedimentary record // Gondwana Research. 2020. V. 88. P. 185–200. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.07.005>.
12. Ludwig K.R. Isoplot 3.6. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2008. No. 4. P. 1–77.
13. Sun L.X., Ren B.F., Zhao F.Q., Ji S.P., Geng J.Z. Late Paleoproterozoic magmatic records in the Erguna massif: evidences from the zircon U-Pb dating of granitic gneisses // Geological Bulletin of China. 2013. V. 32. P. 341–352.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВОДЫ ТЕХНОГЕННЫХ ОБЪЕКТОВ РУДНИКА БЕКК (РЕСПУБЛИКА КАРЕЛИЯ)

Солдатова Е.А.¹, Сидкина Е.С.², Конышев А.А.³, Торопов А.С.⁴

¹ Тюменский государственный университет, Тюмень, e.a.soldatova@utmn.ru

² Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского, Москва, sidkinaes@yandex.ru

³ Институт геологии, Карельский научный центр, Петрозаводск, icelopa@gmail.com

⁴ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, basta_b@mail.ru

Введение

Рудник Бекк является одним из многих заброшенных объектов добычи магнетитовой руды Питкярантского района Республики Карелия. Добыча руды из шахты производилась несколько месяцев в 1896 г., но оказалась нецелесообразна с экономической точки зрения. В настоящее время сама шахта представляет в первую очередь исторический интерес, как объект разработки полезных ископаемых, сохранившийся с XIX века. Техногенные объекты рудника Бекк затоплены, породы отвалов доступны для воздействия атмосферного воздуха и осадков. Для пород отвалов установлено менее широкое минеральное разнообразие по сравнению с отвалами других заброшенных объектов Питкярантского рудного района, шахтой Мышьяковая (Cherkasova et al., 2021) и шахт Люпикко (Конышев и др., 2021). Тем не менее, изучение процессов формирования химического состава воды в районе рудника Бекк весьма актуально, поскольку породы отвалов содержат тяжелые металлы, которые могут выноситься из пород атмосферными осадками.

Отвалы шахты, по визуальной оценке, представлены на одну треть метасоматизированными гранито-гнейсами купола Люпикко, а на две трети – скарнированной породой с большим количеством сульфидной, как правило сфалеритовой, минерализации. Отвалы к западу от затопленной открытой горной выработки представлены пироксенсодержащими скарнами с псевдоморфозами магнетита по гематиту (мушкетовит) и незначительным количеством сульфидной минерализации.

Методика исследований

В ходе полевых работ было отобрано шесть проб воды (рис. 1): 1 а и 1 б – вода шахты (восточной), с поверхности и с глубины 2 м, соответственно, 2 – вода из пруда, 3 – вода шахты (западной), 4 – вода из канавы до и отвалов, 5 – вода из канавы вниз по течению у отвалов.

Быстроменяющиеся показатели, pH и Eh, измерялись на месте отбора проб (PH-200, ORP-200, NM Digital), также было измерено содержание растворенного кислорода (AZ8401, AZ Instruments). Пробы для элементного анализа на точке опробования фильтровали через ацетат-целлюлозные мембраны с размером пор 0.45 мкм в стерильные пробирки объемом 15 мл с добавлением 0.45 мл HNO₃ ос. ч. (Merck). Для анализа компонентов карбонатной системы и хлорид-иона пробы отбирали в бутылки объемом 300 мл предварительно трижды промытые исследуемой водой.

Элементный анализ воды был выполнен в ГЕОХИ РАН. Содержания Ca, Mg, Na, K, Fe, S определяли методом ICP-AES с помощью плазменного спектрометра iCAP 6500 DUO (Thermo Scientific), содержания Ni, Cu, Zn, Cd, Pb, As и других микроэлементов определены методом ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре X-series 2 (Thermo Scientific). Содержания CO₂, HCO₃⁻, CO₃²⁻ определялись методом потенциометрического титрования с использованием высокоточного анализатора Эксперт-001 (Эконикс-Эксперт). Количество Cl⁻ определено методом ионной хроматографии на приборах ICS-3000 и ICS-2000 (Dionex). Исследования выполнены в МГУ им. М.В. Ломоносова.

Результаты

Воды, отобранные из техногенных объектов рудника Бекк, являются ультрапресными с крайне низкими значениями минерализации (до 71 мг/л). Значения pH варьируют от 6.42 (в верхнем слое воды восточной шахты рудника Бекк) до 7.71 и 7.74 (в дренажной канаве у отвалов и в пруду, соот-

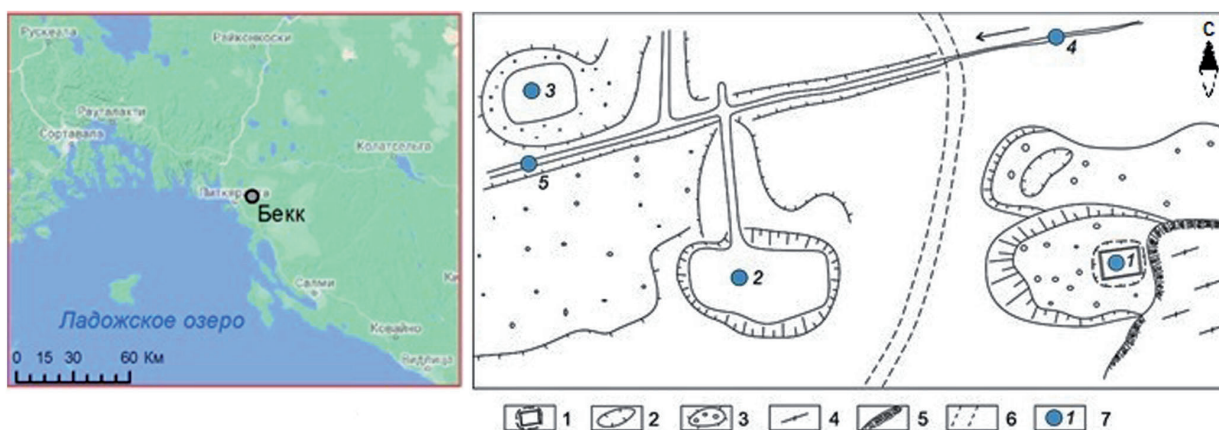


Рис. 1. Расположение района исследований и план рудника Бекк (общий план рудника <https://webmineral.ru>, с изменениями): 1 – устье шахты с остатками деревянной крепи; 2 – горные выработки, канавы; 3 – отвалы; 4 – гранито-гнейсы; 5 – граница коренного обнажения; 6 – дорога; 7 – точки опробования воды из техногенных объектов: 1 – шахта (восточная), с поверхности и с глубины 2 м, 2 – пруд, 3 – шахта (западная) с поверхности, 4 – дренажная канава до отвалов, 5 – дренажная канава вниз по течению у отвалов.

ветственно). Наиболее низкие значения величины рН определены в водах шахт, отобранных с поверхности. Вероятно, наиболее низкое значение рН (6.42) воды связано с длительным взаимодействием с породами, содержащими сульфидные минералы. Содержание растворенного кислорода изменяется от 3.4 до 12.0 мг/л. Во всех опробованных точках содержание растворенного кислорода практически одинаковое (3.4–5.7 мг/л). Резко выделяется величина растворенного кислорода в пробе 1а (12 мг/л).

Таблица 1. Химический состав воды техногенных объектов рудника Бекк.

| Компоненты и показатели | 1а | 1б | 2 | 3 | 4 | 5 |
|--------------------------------------|--------|--------|--------|--------|------|------|
| T, °C | 15 | 13 | 15 | 15 | 14 | 14 |
| pH | 6.42 | 7.12 | 7.74 | 6.88 | 6.94 | 7.71 |
| Eh, мВ | 182 | 176 | 171 | 188 | 102 | 201 |
| O ₂ , мг/л | 12.0 | 5.70 | 5.05 | 3.40 | 4.80 | 4.84 |
| Мин., мг/л | 18 | 15 | 71 | 33 | 31 | 22 |
| CO ₂ , мг/л | 11.5 | 2.9 | 5.1 | 5.9 | 6.5 | 8.8 |
| HCO ₃ ⁻ , мг/л | 5.7 | 6.1 | 40.3 | 16.3 | 15.5 | 13.8 |
| SO ₄ ²⁻ , мг/л | 7.88 | 3.66 | 8.15 | 6.85 | 2.10 | 2.17 |
| Cl ⁻ , мг/л | 0.5 | 0.8 | 3.0 | 0.5 | 4.6 | 0.6 |
| Ca ²⁺ , мг/л | 2.28 | 2.76 | 14.8 | 4.80 | 3.39 | 2.30 |
| Mg ²⁺ , мг/л | 0.57 | 0.67 | 1.80 | 1.81 | 1.40 | 0.81 |
| Na ⁺ , мг/л | 0.65 | 0.72 | 1.92 | 1.70 | 3.57 | 2.34 |
| K ⁺ , мг/л | 0.23 | 0.38 | 0.53 | 0.79 | 0.51 | 0.12 |
| Fe, мг/л | 0.07 | 0.13 | 0.11 | 2.08 | 1.35 | 1.34 |
| Ni, мкг/л | 0.55 | 0.85 | 0.75 | 1.25 | 1.55 | 1.05 |
| Cu, мкг/л | 6.0 | 4.5 | 0.3 | 2.7 | 0.8 | 1.3 |
| Zn, мкг/л | 2661 | 2587 | 342 | 45 | 6 | 41 |
| Pb, мкг/л | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | 0.07 | 1.3 |
| As, мкг/л | < 0.2 | < 0.2 | < 0.2 | 0.45 | 0.65 | 1.25 |

Примечание. Мин. – общая минерализация.

По химическому составу воды шахт рудника Бекк относятся к гидрокарбонатно-сульфатным и сульфатно-гидрокарбонатным магниево-кальциевым (название дано по принципу оттенка цвета с учетом содержания ионов более 20 мг-экв/%). Воды пруда гидрокарбонатные кальциевые, воды дренажной канавы гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные магниево-натриево-кальциевые.

В воде восточной шахты (пробы 1 а) в поверхностном слое среди анионов доминирует SO_4^{2-} , его содержание составляет 7.88 мг/л. На глубине 2 м (проба 1 б) и в поверхностном слое западной шахты (проба 3) его концентрация снижается (до 3.88 и 6.85 мг/л, соответственно), однако доля в анионном составе по-прежнему остается высокой на фоне низких значений общей минерализации (18 и 15 мг/л в водах восточной шахты и 33 мг/л в воде западной шахты). Кроме сульфат-иона в воде восточной шахты большими концентрациями отличаются Zn (2661 и 2587 мкг/л) и Cu (6 и 4.5 мкг/л). В воде западной шахты повышено только содержание Cu (2.7 мкг/л). Высокая концентрация Zn (342 мкг/л) наблюдается также в воде пруда (проба 2). Концентрация сульфат-иона в этой точке также довольно высока и достигает 8.15 мг/л, однако при общей минерализации 71 мг/л относительное содержание сульфат-иона уже не так велико, как в пробах, отобранных из стволов шахт. Следует также отметить, что в воде западной шахты наблюдается увеличение концентрации Fe до 2.08 мг/л, а также отмечается появление As в концентрации выше предела обнаружения.

Отдельно следует рассмотреть поведение микроэлементов в водах дренажной канавы, которая проходит через отвалы (пробы 4 и 5). Здесь отмечается увеличение концентраций почти всех рассматриваемых микроэлементов по течению. В первую очередь это касается цинка. Его содержание увеличивается с 6 до 41 мкг/л. В воде дренажной канавы отмечается появление Pb, концентрация которого также возрастает в пробе, отобранной после отвалов. Вниз по течению увеличиваются также содержания Cu и As. Это наблюдение указывает на вероятность выноса химических элементов из пород отвалов.

Обсуждение

Повышенные концентрации сульфатов в пробах, отобранных из стволов шахт рудника Бекк, а также из пруда указывают на процессы окисления сульфидных минералов, которые, судя по концентрации SO_4^{2-} в воде западной шахты, наиболее активно протекает в приповерхностном слое. Концентрация сульфата коррелирует с повышенными концентрациями цинка и меди, основными источниками которых в исследуемом рудном районе могут являться сфалерит и халькопирит. Застойный характер водообмена в стволах шахт и пруду указывает на длительное взаимодействие в системе вода-порода, что является благоприятным фактором для накопления в воде химических элементов. Источниками Pb в нашем случае может быть галенит, As – лёллингит, Ni – пирит, который содержит 0.002 % Ni. Увеличение концентраций Zn, Cu, Pb, As в водах дренажной канавы вниз по течению у отвалов, по нашему мнению, связано с наполнением ее метеорными водами, промывающими породы отвалов. Упомянутые выше минералы растворяются под воздействием атмосферных осадков и кислорода воздуха и содержащиеся в них химические элементы с поверхностным стоком попадают в дренажную канаву.

Что касается проб с повышенными концентрациями Fe (3, 4, 5). Визуально вода в этих точках пробоотбора имеет коричневатый оттенок, что косвенно свидетельствует о более высоком содержании органического вещества (ОВ), чем в других изученных объектах. Широко известен факт комплексообразования железа с органическими лигандами (Крайнов и др., 2004; Дину, Баранов, 2022). В изучаемых водах мы наблюдаем четкую взаимосвязь содержания Fe в воде с ее цветностью. Можно предположить, что причиной накопления Fe является повышенные концентрации органического вещества. В отсутствие органического вещества Fe, поступающее в раствор при растворении Fe-содержащих минералов, переотлагается в виде гидроокислов, что подтверждается обследованием пород отвалов: гидрогетитовые примазки, обнаруженные здесь, предположительно могут иметь гипергенное происхождение. Появление As в пробах с высокими концентрациями Fe является закономерным, поскольку этот элемент склонен образовывать органоминеральные комплексы Fe-As-ОВ (Xie et al., 2022). Следует отметить, что в этих пробах наблюдаются и более высокие концентрации

Ni, при этом в ранее проведенных исследованиях вод техногенных объектов района шахт Люпикко не наблюдалось сродства Ni с органическими лигандами (Коньшев и др., 2021). Корреляция концентрации Fe и Ni может быть связана с возрастанием в отвалах доли пирита по сравнению с неотработанной породой, однако это не объясняет присутствия этих элементов в повышенных концентрациях в воде, отобранной из ствола западной шахты.

Заключение

Проведенное исследование показало, что даже небольшие техногенные объекты могут являться источниками тяжелых металлов и других токсичных элементов в природных водах района. Таким образом, заброшенные горные выработки Питкярантского рудного района могут вносить вклад в распространение тяжелых металлов по территории района исследований. Для оценки значимости этого источника загрязнения необходимо проведение работ на других заброшенных рудниках с целью комплексного изучения данного вида техногенных объектов.

Работа выполнена в рамках Государственного задания лаборатории моделирования гидрогеохимических и гидротермальных процессов ГЕОХИ РАН и программы развития Тюменского государственного университета (программа стратегического академического лидерства «Приоритет-2030»).

Литература

1. Дину М.И., Баранов Д.Ю. Роль органических веществ гумусовой природы в формировании равновесных форм элементов в водах озер Кольского полуострова: экспериментальные исследования и расчетные результаты // *Геохимия*. 2022. № 1. С. 57–68. doi 10.31857/S0016752522010058.
2. Коньшев А.А., Сидкина Е.С., Солдатова Е.А., Черкасова Е.В., Бугаев И.А., Торопов А.С., Догадкин Д.Н., Громьяк И.Н., Николаева И.Ю. Химический состав и формы нахождения металлов в водах района шахты «Люпикко-1» (Питкярантский рудный район, Карелия) // *Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология*. 2021. № 6. С. 55–67. doi 10.31857/S0869780921060035.
3. Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М. *Геохимия подземных вод (Теоретические, прикладные и экологические аспекты)*. М. Изд-во: Наука. 2004. 677 с.
4. Общий план рудника. Минералы и месторождения России и стран ближнего зарубежья [сайт]. URL: <https://webmineral.ru/deposits/item.php?id=958> (дата обращения: 25.05.2022).
5. Cherkasova E.V., Konyshov A.A., Soldatova E.A., Sidkina E.S., Mironenko M.V. Metal speciation in water of the flooded mine «Arsenic» (Karelia, Russia): Equilibrium-kinetic modeling with a focus on the influence of humic substances // *Aquat. Geochemistry*. 2021. V. 27. P. 141–158. <https://doi.org/10.1007/s10498-021-09393-3>.
6. Xie X., Liu W., Yang Y., Zhang J., Li J., Wang Y. Insights into paleoenvironment and chemical weathering as controls on arsenic accumulation in Late Pleistocene to Holocene aquifers // *Applied Geochemistry*. 2022. V. 139. P. 105267. doi 10.1016/j.apgeochem.2022.105267.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ КАНДАЛАКШСКО-КОЛВИЦКАЯ ЗОНА: ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ОБРАЗОВАНИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ПО ДАННЫМ U-Pb, Sm-Nd И Rb-Sr СИСТЕМАТИК (АРКТИЧЕСКАЯ ЗОНА ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА)

Стешенко Е.Н.¹, Баянова Т.Б.^{1,2}, Чашин В.В.¹, Кунаккузин Е.Л.^{1,2}, Серов П.А.^{1,2}

¹ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, steshenko@geoksc.apatity.ru

² Институт динамики геосфер РАН, Москва, tamara@geoksc.apatity.ru

Введение

Изучение времени и продолжительности проявления эпизодов метаморфических и метасоматических преобразований исходных магматических пород является важным условием в разработке и построении геодинамических моделей.

В истории развития Беломорского подвижного пояса (БПП) исследователи выделяют несколько этапов активного и длительного формирования: метаморфические и метасоматические процессы широко проявленные в пределах этой структуры.

Кандалакшско-Колвицкая зона является южной частью Лапландского гранулитового пояса (ЛГП) и сложена вулканогенными толщами с залегающими среди них телами анортозитов. В пределах Балтийского щита полихронный (от неоархейского до палеопротерозойского возраста) габбро-анортозитовый магматизм широко проявлен в различных структурных обстановках, с которыми ассоциируют Ti-V (в неоархее) и Cu-Ni-ЭПГ (в палеопротерозое) месторождения (Митрофанов и др., 1993). Кандалакшско-Колвицкий габбро-анортозитовый комплекс залегают на гранатовых плагиоамфиболитах кандалакшской толщи и перекрывается гранат – клинопироксен – плагиоклазовыми кристаллосланцами плоскотундровской толщи, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации (Стешенко и др., 2015; Чашин и др., 2016) и представляет большой интерес для комплексных изотопно-геохимических исследований. Впервые с использованием ²⁰⁵Pb искусственного трассера U-Pb методом были датированы единичные зёрна циркона из метагаббро Колвицкого массива, возраст которых равен 2448 ± 5 млн. лет. Для метагаббро Кандалакшского массива определён новый прецизионный U-Pb возраст по единичным зёрнам циркона, равный 2453.5 ± 4.8 млн. лет, который интерпретируется временем магматического формирования пород массива (Steshenko et al., 2017, 2018).

Материалы и методы

Для проведения датирования единичных зёрен циркона U-Pb методом была отобрана представительная геохронологическая проба из амфиболитов Кандалакшского массива. На датирование было выделено 5 морфотипов циркона, которые были подготовлены в соответствии с новой U-Pb методикой по единичным зёрнам (Bayanova et al., 2014).

Единичные зёрна наилучшей сохранности акцессорного циркона были отобраны вручную под бинокулярным микроскопом. Исследования внутреннего строения минералов в подготовленных полированных препаратах проводились с помощью высоколокального оборудования – сканирующего электронного микроскопа LEO-1450 с катодолюминесцентной приставкой PanaCL.

Для проведения изотопных исследований пород и минералов по Sm-Nd систематике на базе Кольского ЦКП ГИ КНЦ РАН была применена стандартная методика (Баянова, 2004).

Результаты и обсуждение

На U-Pb датирование из амфиболитов (миндалекаменных metabазальтов), сохранившихся в виде реликта среди основных гранулитов Кандалакшско-Колвицкого гранулитового пояса было выделено 5 монофракций циркона (рис. 1).

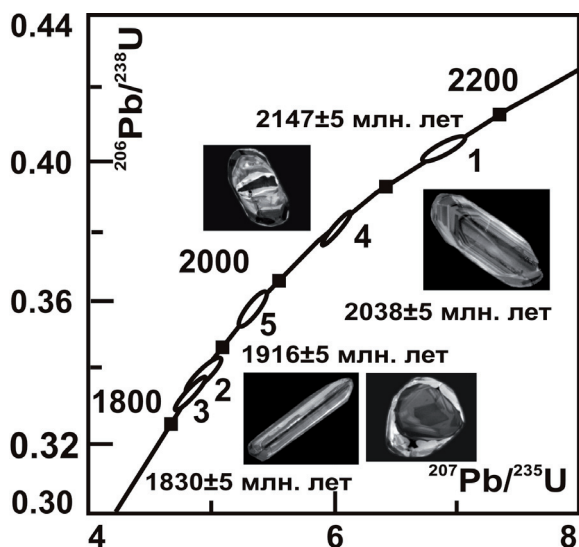


Рис. 1. Изотопная U-Pb диаграмма для единичных зёрен циркона из амфиболита, Кандалакшский массив.

По циркону первого морфотипа измерен конкордантный U-Pb возраст равный 2145 ± 5 млн. лет, который интерпретируется временем образования вулканитов (протолитов основных гранулитов), которые могут сопоставляться по времени образования с ятулийскими вулканитами рифтогенных структур региона. Конкордантный возраст равный 2038 ± 5 млн. лет, полученный по циркону второго морфотипа, по-видимому, отражает процессы ранних метаморфических преобразований этих вулканитов в условиях амфиболитовой фации. По третьему морфотипу цирконов измерен конкордантный возраст равный 1916 ± 5 млн. лет, который соответствует времени тектоно-магматической активизации коры в условиях амфиболитовой фации в свекофенский этап развития Беломорско-Лапландского пояса, широко проявленный в этом регионе 1919 ± 8 млн. лет (Каулина, Богданова 2000). Кон-

кордантный возраст циркона четвертого морфотипа, соответствующий 1830 ± 5 млн. лет, и интерпретируется постколлизийным этапом геологической истории Кандалакшко-Колвицкого гранулитового пояса. Таким образом, в изученных цирконах впервые изучена длительная (около 300 млн. лет) история эволюции Кандалакшко-Колвицкого гранулитового пояса на заключительном этапе своего развития.

Для главных разновидностей пород Кандалакшко-Колвицкого габбро-анортозитового комплекса были проведены изотопно-геохимические Sm-Nd (по породе и минералам) исследования на базе Центра коллективного пользования ГИ КНЦ РАН по стандартным методикам (Баянова, 2004). Sm-Nd методом для метагаббро Колвицкого массива измерен возраст 1985 ± 17 млн. лет (рис. 2 а), который соответствует времени гранулитового метаморфизма, широко проявленного в пределах Лапландского гранулитового пояса (Pozhilenko et al., 2002; Ранний докембрий... 2005). Модельный Sm-Nd возраст этих габброидов приближается к 3.3 млрд. лет, что является характерной величиной для палеопротерозойской рудно-магматической системы Балтийского щита (Mints et al., 2017).

Из метаанортозитов Кандалакшского массива (проба 225/1) для Sm-Nd исследований были отобраны монофракции рутила, граната, плагиоклаза и клинопироксена и измерен новый Sm-Nd возраст, равный 1886 ± 37 млн. лет (рис. 2 б). Близкий Sm-Nd возраст, 1886 ± 9 млн. лет, был определен для силлиманит-ортопироксен-гранатовых пород Порьегубского покрова ЛГП и интерпретируется (Lebedeva et al, 2010), временем проявления высокотемпературного метасоматоза.

Для метаморфизованных лейкогаббро Кандалакшского массива (проба 183) по породе в целом, апатиту, амфиболу и гранату Sm-Nd возраст равен 1692 ± 71 млн. лет (рис. 2 с), близкий U-Pb

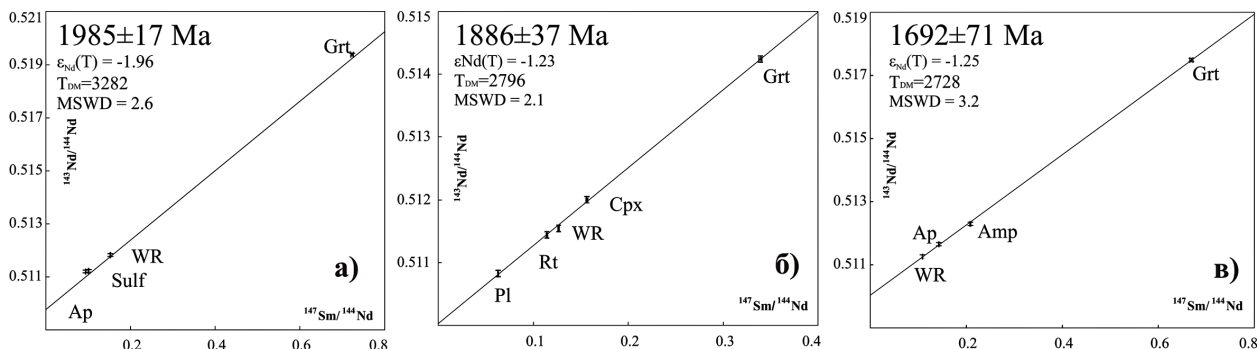


Рис. 2. Изотопные Sm-Nd изохроны по метаморфическим минералам из метагаббро Колвицкого массива (200) (а), из анортозитов (225/1) (б) и габбро (обр. 183) (в) Кандалакшский массив.

возрасту рутила (1.7 млрд. лет), который соответствует процессам остывания или низкотемпературной переработки в породах Кандалакшского массива. Свекофенский возраст в 1.7 млрд. лет достаточно широко проявлен на Кольском полуострове и связан с флюидной переработкой пород при температурах не выше 450 °С (Kaulina, 2010).

Заключение

Впервые возрастные U-Pb данные отражают длительную эволюцию (300 млн. лет) Кандалакшско-Колвицкой зоны, определенную по разным типам единичных зёрен циркона из одного образца амфиболита. Новые U-Pb возраста циркона свидетельствуют о многократном формировании зёрен акцессорных минералов в породах массива, образованных в результате метаморфических и метасоматических процессов.

Изотопно-геохронологические (Sm-Nd и Rb-Sr по породам и минералам метаморфического парагенезиса) данные согласуются с U-Pb возрастными по рутилу и циркону для пород Кандалакшско-Колвицкой зоны (Steshenko et al., 2020).

Работа выполнена в рамках темы НИР №0226-2019-0053 и частично поддержана из средств гранта РФФИ № 21-17-00161.

Литература

1. Bayanova T., Mitrofanov F., Serov P., Nerovich L., Yekimova N., Nitkina E. and Kamensky I. Layered PGE Paleoproterozoic (LIP) Intrusions in the N-E Part of the Fennoscandian Shield – Isotope Nd-Sr and ³He/⁴He Data, Summarizing U-Pb Ages (on Baddeleyite and Zircon), Sm-Nd Data (on Rock-Forming and Sulphide Minerals), Duration and Mineralization / Geochronology – Methods and Case Studies / Edited by Nils-Axel Mörner // INTECH. 2014. P. 143–193. (<http://dx.doi.org/10.5772/58835>).
2. Bayanova T.B. 2004 The Age of Reference Geological Complexes of the Kola Region and Duration of Magmatism Processes. Publishing house: Nauka. St. Petersburg. Russia. P. 174.
3. Kaulina T.V. 2010. Formation and Transformation of Zircon in Polymetamorphic Complexes. KSC RAS: Apatity. P. 144.
4. Lebedeva Y.M. et al. Doklady Earth Sciences. 2010. V. 432. P. 99–102.
5. Mints M.V. et al. Proc. All-Russian conf. «The Scientific Conference and Guidebook on Scientific Excursions. Geodynamics of the Early Precambrian: common and distinguish features with the Phanerozoic». 2017. Petrozavodsk. Publishing house: KSC RAS. P. 179–184.
6. Mitrofanov F.P. et al. U-Pb age of gabbro-anorthosites of the Kola Peninsula // Doklady Earth Sciences. 1993. V. 331. No 1. P. 95–98.
7. Pozhilenko V.I. et al. Geology of Ore Areas of the Murmansk Region; Publishing house: Kola Science Centre RAS. Apatity. Russia. 2002. P. 359.
8. Steshenko E.N., Bayanova T.B., Serov P.A. The Paleoproterozoic Kandalaksha–Kolviitsa Gabbro-Anorthosite Complex (Fennoscandian Shield): New U–Pb, Sm–Nd, and Nd–Sr (ID–TIMS) Isotope Data on the Age of Formation, Metamorphism, and Geochemical Features of Zircon (LA–ICP–MS) // Minerals. 2020. № 10. V. 254. doi:10.3390/min10030254.
9. Steshenko E.N., Nikolaev A.I., Bayanova T.B. et al. The Paleoproterozoic Kolva Anorthosite Block: New Data on the U–Pb Age (ID TIMS) and Geochemical Features of Zircon // Doklady Earth Sciences. 2018. V. 479. No 1. P. 366–370.
10. Steshenko E.N., Nikolaev A.I., Bayanova T.B. et al. The Paleoproterozoic Kandalaksha Anorthosite Massif: New U–Pb (ID–TIMS) Data and Geochemical Features of Zircon // Doklady Earth Sciences. 2017. V. 477. No 2. P. 1454–1457.
11. Каулина Л.В., Богданова М.Н. Основные этапы развития Северо-Западного Беломорья (по U-Pb изотопным данным) // Литосфера. 2000. № 12. С. 85.
12. Ранний докембрий Балтийского щита. СПб. Изд-во: Наука. 2005. 711 с.
13. Стешенко Е.Н., Баянова Т.Б., Серов П.А. и др. Новые изотопные U-Pb и Sm-Nd-данные о возрасте формирования и метаморфических преобразований Кандалакшско-Колвицкого габбро-анортозитового комплекса Балтийский щит) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2015. № 11. С. 19–24.
14. Чащин В.В., Стешенко Е.Н., Савченко Е.Э. и др. Минеральные ассоциации пород и условия метаморфизма Кандалакшского габбро-анортозитового массива (Кольский полуостров) // Литосфера. 2016. № 5. С. 17–34.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ВОЗРАСТА ЦИРКОНА ИЗ ГЛИНОЗЕМИСТЫХ ГНЕЙСОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ШИТА

Суханова М.А.^{1,2}, Адамская Е.В.¹, Сальникова Е.Б.¹, Толмачева Е.В.¹

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, maria.sukhanova.01@mail.ru

² Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург

Беломорская провинция локализована в северо-восточной части Фенноскандинавского щита и одной из крупных структур, входящих в нее, является Чупинский пояс, сложенный преимущественно глиноземистыми гнейсами. Эти гнейсы представляют собой дважды (в архее и в протерозое) глубоко метаморфизованные осадочные породы и характеризуются широкими вариациями минерального состава и текстуры: Grt-Ку-Vt гнейсы, мигматизированные Grt-Ку-Vt-Ог гнейсы, тонкозернистые немигматизированные Grt-Vt гнейсы («сухари»), грубополосчатые интенсивно мигматизированные Grt-Ку-Vt гнейсы (Ранний докембрий..., 2005; Азимов и др., 2015). Считается, что протолитом гнейсов служили вулканогенно-осадочные породы, преимущественно граувакки (Ранний докембрий..., 2005), однако недавно была выдвинута гипотеза о том, что глиноземистые гнейсы Чупинского пояса образовались при метаморфизме флишевых толщ (Слабунов, Азимов, 2022). Условия метаморфизма в Чупинском поясе варьируют в пределах амфиболитовой и гранулитовой фаций повышенных давлений (Ранний докембрий..., 2005; Слабунов и др., 2016).

Для проведения U-Pb LA-ICP-MS геохронологических исследований мигматизированных Grt-Ку-Vt-гнейсов в пределах Гридинско-Амбарнского домена в районе Амбарнского массива (Бабарина и др., 2017) центральной части Беломорской провинции был выделен циркон. Кристаллы преимущественно короткопризматические (коэффициент удлинения – 2.0–2.5), размер варьирует от 50 до 100 мкм, реже длиннопризматические (коэффициент удлинения – 3–4), имеют коричневатосерую окраску и слабый блеск, полупрозрачны, ребра сглажены. Циркон содержит детритовые ядра и в некоторых случаях оболочки двух генераций.

Ядра характеризуются присутствием расплавных включений и в некоторых случаях тонкой зональностью, что может свидетельствовать в пользу их магматического происхождения. Ранние оболочки в исследуемых зернах имеют коричневатую окраску. Для них также характерна тонкая зональность и редкие полностью раскристаллизованные расплавные включения, а также включения кварца, что, вероятнее всего, указывает на анатектические условия образования оболочек ранней генерации. Поздние оболочки бесцветны и не зональны, в них присутствуют редкие газовой-жидкие включения, их образование, по-видимому, связано с метаморфическим флюидом.

Возраст ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) ядер во всех проанализированных зернах варьирует в пределах 2778–2838 млн. лет. При этом ранние оболочки имеют возраст ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) 2583–2695 млн лет, а поздние – 1853–1886 млн. лет. Значения возраста оболочек отвечают двум установленным этапам метаморфизма, проявленным в Беломорской провинции в архее и протерозое (Ранний докембрий..., 2005) и совпадают с возрастными монацитами из этих же пород (Суханова и др., 2022). Полученный возраст ядер цирконов из Grt-Ку-Vt-гнейсов Гридинско-Амбарнского домена значительно отличается от возраста цирконов из глиноземистых гнейсов северной части Чупинского пояса (2900 и 3000 млн. лет; Бибикина и др., 2004), однако практически совпадает с доминирующим возрастом (2.8 млрд. лет, Слабунов, Азимов, 2022) ядер детритовых цирконов из Ку-Grt-Vt-гнейсов южной части Чупинского пояса.

Исследования выполнены при поддержке плановой темы НИР FMUW-2022-0003.

Литература

1. Азимов П.Я., Ризванова Н.Г., Глебовицкий В.А. Возраст метаморфизма глинозёмистых гнейсов и мигматитов Чупинского пояса (Беломорская провинция, Фенноскандия): U–Pb датирование монацитов // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии (2–5 июня 2015 г., Санкт-Петербург, ИГГД РАН). СПб. Изд-во: Sprinter. 2015. С. 16–17.
2. Бабарина И.И., Степанова А.В., Азимов П.Я., Серебряков Н.С. Неоднородность переработки фундамента в палеопротерозойском Лапландско-Кольском коллизионном орогене, Беломорская провинция Фенноскандинавского щита // Геотектоника. 2017. № 5. С. 3–19.
3. Ранний докембрий Балтийского щита. СПб. Изд-во: Наука. 2006. 711 с.
4. Слабунов А.И., Азимов П.Я. Возрасты и геохимия цирконов из мигматизированного архейского флиша Беломорской провинции и геодинамические следствия // Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов. Матер. VIII Российской конференции по изотопной геохронологии (Санкт-Петербург, 7–10 июня 2022 г). СПб. Изд-во: Картфабрика ВСЕГЕИ. 2022. С. 143–144.
5. Слабунов А.И., Азимов П.Я., Глебовицкий В.А. и др. Архейская и палеопротерозойская мигматизации пород Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: петрология, геохронология, геодинамические следствия // ДАН. 2016. Т. 467. № 1. С. 71–74.
6. Суханова М.А., Сальникова Е.Б., Степанова А.В., Стифеева М.В., Котов А.Б., Азимов П.Я., Галанкина О.В. Термохронология метаморфических комплексов Гридинско-Амбарнинского домена Беломорской провинции Фенноскандинавского щита // Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов. Матер. VIII Российской конференции по изотопной геохронологии (Санкт-Петербург, 7–10 июня 2022 г). СПб. Изд-во: Картфабрика ВСЕГЕИ. 2022. С. 155–156.

ГИПСОСОДЕРЖАЩИЕ ОТХОДЫ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОГО КОМПЛЕКСА КАК ТЕХНОГЕННОЕ СЫРЬЕ ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ НОВОЙ ПРОДУКЦИИ

Сучков Д.В.

Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, s205055@stud.spmi.ru

Введение

В современном мире одним из важных экологических вопросов является переработка крупнотоннажных промышленных отходов. В частности, для организации специальных сооружений – объектов размещения отходов (полигоны, отвалы, шламохранилища и др.) требуется отчуждение огромных территорий, которые выводят из хозяйственного оборота.

Одним из примеров промышленных процессов, в результате которых образуются крупнотоннажные отходы, является производство экстракционной фосфорной кислоты. В процессе экстракции образуется крупнотоннажный отход фосфогипса (ФГ), основной состав которого представлен $\text{CaSO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (порядка 80 %), где n может принимать значения 0.5 (полугидрат) или 2 (дигидрат) в зависимости от особенностей процесса производства. Мировой выпуск ФГ в год составляет более 150 млн. т, в том числе 14 млн. т – в России, где в отвалах накопилось уже более 300 млн. т отхода. Уровень переработки данного отхода в мире не превышает 4 % ФГ, а в России 2 % (Гончаров В.М., Скориков С.В., 2014).

Исследование нацелено на решение *актуальной проблемы* полезной утилизации многотоннажных техногенных отходов минерально-сырьевого комплекса. *Целью* является разработка технического решения для эффективного использования *объекта* исследования – низкосортного сырья техногенного происхождения (фосфогипса) – в качестве вторичного материального ресурса. *Предметом* исследования является возможность применения отхода для дальнейшего создания товарной продукции с добавленной стоимостью и заданными свойствами.

Научная новизна заключается в установлении физико-химических закономерностей, которые лежат в основе процесса карбонатной конверсии ФГ при его переработке на фосфомел. Отдельное внимание уделено вопросу мелкодисперсности получаемого фосфомела (существующие технические решения по получению фосфомела не акцентируют внимания на данной проблеме).

Практическая значимость исследования: разработаны рекомендации по комплексной утилизации отхода ФГ для получения ряда ценных продуктов: фосфомел (карбонат кальция), сульфат аммония, натрия или калия (в зависимости от условий конверсии), концентрат редкоземельных элементов. Также предлагаемое решение подразумевает возможность попутной утилизации производственных дымовых газов, содержащих углекислый газ, который используется в процессе карбонатной конверсии.

Проблема образования и утилизации техногенных отходов фосфогипса

Чаще всего ФГ складывается в гипсонакопители, что неизбежно приводит к загрязнению атмосферного воздуха, почв и водоносных горизонтов различными поллютантами, в первую очередь, растворимыми соединениями фосфора и фтора. В частности, в условиях Северо-Западного федерального округа (СЗФО) действуют промышленные предприятия, которые являются крупными источниками образования ФГ. Также здесь находятся три крупных гипсонакопителя, в которых уже размещено более 150 млн. т отхода. Из-за климатических условий региона (повышенной влажности) полностью изолировать данные объекты от окружающей среды не удаётся и требуется организация постоянного экологического мониторинга отвалов (Петров Д.С., Данилов А.С., 2020). По этим причинам становится очень актуальным вопрос утилизации данного отхода. Полезное использование ФГ позволит не только освободить часть площадей объектов размещения, но и предотвратить негативное воздействие на окружающую среду в будущем.

Критический обзор направлений переработки ФГ демонстрирует следующие наиболее перспективные области его полезного использования: в производстве стройматериалов (Gogakh et al., 2016), в сельскохозяйственной промышленности (Petrova et al., 2022) и в качестве источника ценных ресурсов, например, редкоземельных элементов (РЗЭ) (Brückner et al., 2020).

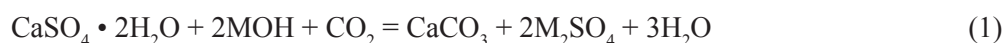
Однако по своим составу и свойствам ФГ заметно отличается от гипсосодержащего сырья природного происхождения. В частности, в дорожном строительстве пригоден лишь свежий ФГ, а это не решает проблему утилизации старых гипсонакопителей. Применению ФГ в сельском хозяйстве препятствуют сложности с регистрацией отхода в качестве удобрения, мелиоранта или рекультиванта. Из-за наличия в отходе ряда нежелательных примесей, в частности, оксидов тяжелых металлов, его использование в данном направлении ограничено. Варианты переработки фосфогипса для получения соединений РЗЭ исключают многостадийное обогащение техногенного сырья, однако, данная группа способов не позволит переработать основной объем отвального ФГ.

Тем не менее, использование ФГ без доизвлечения ценных химических веществ ведет к утрате последних. Таким образом, большинство существующих направлений не предлагают комплексного подхода к переработке потенциальных источников получения ценных компонентов, а имеющиеся технологии производства либо не пригодны для масштабирования, либо представляются экономически не рентабельными.

Описание предлагаемого технического решения

В качестве решения проблемы комплексной утилизации отхода предлагается производство карбоната кальция CaCO_3 , или фосфомела, из ФГ газожидкостным методом (насыщение суспензии ФГ углекислотой) (Ennasigi et al., 2013). Основные способы комплексной переработки ФГ на CaCO_3 в общем виде могут быть сведены к двум основным группам реакций: жидкостная и газожидкостная конверсии. В первом случае предполагается проведение конверсии ФГ с использованием растворов M_2CO_3 , где M^+ – ионы NH_4^+ , Na^+ или K^+ (здесь и далее). Газожидкостная конверсия – с использованием углекислого газа CO_2 – может быть осуществлена несколькими способами:

- в качестве предварительного этапа карбонизации раствора МОН для получения M_2CO_3
- при одновременной газожидкостной конверсии – насыщении аммиачной/натриевой/калиевой суспензии ФГ углекислотой по реакции общего вида (1):



- при использовании CO_2 для дополнительной карбонизации при осуществлении способа по реакции общего вида (2):



Одним из главных достоинств данной технологии является продукт гидрохимического синтеза – фосфомел (CaCO_3), который обладает высокой химической активностью. Фосфомел активно используют в металлургии (в качестве источника для получения флюса, предназначенного для перевода тугоплавких природных силикатов в более легкоплавкие шлаки). Фосфомел также может заменять известняк в процессе получения глинозёма, химпродуктов и портландцемента. В рамках анализа потенциального рынка сбыта в условиях СЗФО установлено, что фосфомел может быть востребован Череповецким металлургическим комбинатом. При организации переработки ФГ на базе Череповецкого филиала АО «Апатит» логистические издержки сводятся к минимуму, что повышает конкурентоспособность как продукции, так и технологии.

Предложенный способ также обладает дополнительными преимуществами, например, в условиях производственного цикла переработки ФГ он может сопровождаться утилизацией CO_2 -содержащих промышленных выбросов, которые образуются в процессе производства минеральных удобрений (Altiner, 2018; Shang et al., 2016). В зависимости от дополнительной обработки раствор после отделения осадка CaCO_3 может содержать РЗЭ, перспективные для выделения на дополнительной стадии процесса (Сизяков и др., 2012).

Результаты предварительных экспериментов

Исследования реализованы на базе Научных центров «Оценка техногенной трансформации экосистем» и «Проблем переработки минеральных и техногенных ресурсов» Санкт-Петербургского горного университета, в том числе, с использованием следующего оборудования:

- мультиреакторная система H.E.L. (Великобритания);
- установка вакуумной фильтрации;
- лазерный анализатор размеров частиц LA-950V2 Horiba (Япония);
- рентгеновский порошковый дифрактометр XRD-7000 Shimadzu (Япония);
- растровый электронный микроскоп JSM-7001F (Япония).

Предварительные эксперименты по получению фосфомела проводились с использованием раствора карбоната натрия (Na_2CO_3) концентрацией 240 мг/дм³. Соблюдались следующие условия: Ж:Т = 3:1, температура раствора 60 °С, продолжительность конверсии 30 мин.

В ходе рентгенофазового анализа полученного осадка подтверждено, что конверсия проведена успешно – осадок представлен соединением CaCO_3 . Исследование гранулометрического состава осадка продемонстрировало, что 90 % осадка составляют частицы размером не более 7 мкм, 50 % – размером не менее 2.5 мкм. Средний размер частиц – 4.6 мкм. Фильтруемость пульпы осадка составила 1.5 м³/м²*час, что характеризует ее как труднофильтруемую.

Проблема мелкодисперсности фосфомела

Поскольку крупность большинства частиц фосфомела, который образуется в результате процесса переосаждения, составляет 2–7 мкм, современная промышленность заинтересована в подобном продукте. Его использование поможет сократить затраты на подготовку сырья. Однако по этим же причинам применимость фосфомела в настоящее время ограничена, так как мелкая дисперсность приводит к снижению фильтрующей способности пульпы: затрудняется отделение продукта от раствора, повышается износ оборудования, которому требуется более частое обслуживание. Поэтому в рамках дальнейших исследований отдельное внимание должно быть уделено задаче получения продукции с заданными свойствами, а именно – регулированию крупности частиц пульпы мелкодисперсного фосфомела.

Заключение

По итогам выполненного критического обзора литературных и патентных источников обоснован выбор способа гидрохимической переработки ФГ на фосфомел как наиболее перспективного направления, которые позволят добиться эффективной комплексной утилизации отхода. Предложенная тема исследования является перспективной и актуальной для минерально-сырьевого комплекса. Последующие экспериментальные исследования будут направлены на подбор таких параметров реакции, которые позволят регулировать дисперсность частиц карбоната кальция в сторону увеличения без потерь эффективности утилизации ФГ. Внедрение предложенных технических решений в перспективе приведет к рациональному использованию минерально-сырьевой базы страны и повышению эффективности ее воспроизводства, а также снижению уровня загрязнения окружающей среды.

Литература

1. Altiner M. Effect of Alkaline Types on the Production of Calcium Carbonate Particles from Gypsum Waste for Fixation of CO_2 by Mineral Carbonation // International Journal of Coal Preparation and Utilization. 2018. P. 113–131. <https://doi.org/10.1080/19392699.2018.1452739>.
2. Brückner L. et al. Extraction of Rare Earth Elements from Phospho-Gypsum: Concentrate Digestion, Leaching, and Purification // Metals. 2020. V. 10. no. 1. P. 131. <https://doi.org/10.3390/met10010131>.
3. Ennaciri Y. et al. Conversion of phosphogypsum to potassium sulfate and calcium carbonate in aqueous solution // MATEC Web of Conferences. Maroc. 2013. V. 5. P. 3. <https://doi.org/10.1051/mateconf/20130504006>.
4. Gorakh S.B. et al. Review of Effective Utilization of Waste Phosphogypsum as a Building Material // International Journal of Engineering Research. 2016. V. 5(1). P. 277–280.

5. Petrova T.A. et al. Rehabilitation of Disturbed Lands with Industrial Wastewater Sludge // *Minerals*. 2022. V. 12 (3). P. 1–19. <https://doi.org/10.3390/min12030376>.
6. Shang Q.L. et al. Preparation of Nano-CaCO₃ from Phosphogypsum by Gas–Liquid–Solid Reaction for CO₂ Sorption // *Industrial & Engineering Chemistry Research*. 2016. V. 55 (38). P. 10172–10177. <https://doi.org/10.1021/acs.iecr.6b02551>.
7. Гончаров В.М., Скориков С.В. Проблемы и пути утилизации фосфогипса с разработкой эффективных технологий и новых стройматериалов с соответствующими потребительскими характеристиками // *Евразийский Союз Ученых*. 2014. Т. 7–1. С. 50–52.
8. Петров Д.С., Данилов А.С. Оценка и анализ гидрохимического режима обводненных карьеров по добыче фосфоритовых руд // *Вода и экология: проблемы и решения*. 2020. № 3 (83). С. 63–69. <https://doi.org/10.23968/2305-3488.2020.25.3.63-69>.
9. Сизяков В.М. и др. Технология комплексной переработки фосфогипса конверсионным способом с получением сульфата аммония, фосфомела и новых продуктов // *Записки Горного института*. 2012. Т. 197. С. 239–244.

ДИАТОМОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ В РАЗНОФАЦИАЛЬНЫХ ОСАДКАХ МАЛОГО ОЗЕРА В РАЙОНЕ УРОЧИЩА СОНОСТРОВ (КАРЕЛЬСКИЙ БЕРЕГ БЕЛОГО МОРЯ)

Тихонова Ю.С.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, yula_tihonova@mail.ru

Введение

На побережье Белого моря расположено большое количество небольших водоемов, которые в результате постгляциального поднятия отделились от моря. Донные отложения таких озер содержат информацию о времени их изоляции и изменении уровня моря. Исследование донных отложений с помощью метода диатомового анализа позволяет выделить фациальную принадлежность формирующихся в донных отложениях осадков, уточнить стратиграфическое строение разрезов и положение береговой линии моря.

Целью данной работы является выделение отложений разных фаций, и их характеристика по составу диатомовых комплексов в донных отложениях одного из водоемов Карельского берега Белого моря в районе урочища Соностров. Исследование донных отложений данного водоема проводилось в рамках проекта «Древности» с целью установления возраста площадок, на которых были выявлены археологические памятники.

Район исследования

В данной работе приведены результаты изучения керна донных осадков малого озера (N 66°09'03.3", E 34°11'26.3") с абс. отм. 29 м н.у.м, представленного коллегами из ГИ КНЦ РАН. Объект исследования (рис. 1) расположен в Лоухском районе республики Карелия, на побережье Белого моря, в двух километрах на юго-запад от урочища Соностров. Озеро изометричной формы, вытянуто с севера на юг. Отбор керна донных осадков проводился в южной части озера. Глубина озера в точке отбора донных отложений 490 см. КERN был отобран коллегами из ГИ КНЦ РАН со льда весной 2019 г.

Материалы и методы

Материалом для данной работы послужил керна донных осадков, представленных следующей стратиграфической последовательностью:



Рис. 1. Район и объект исследований.

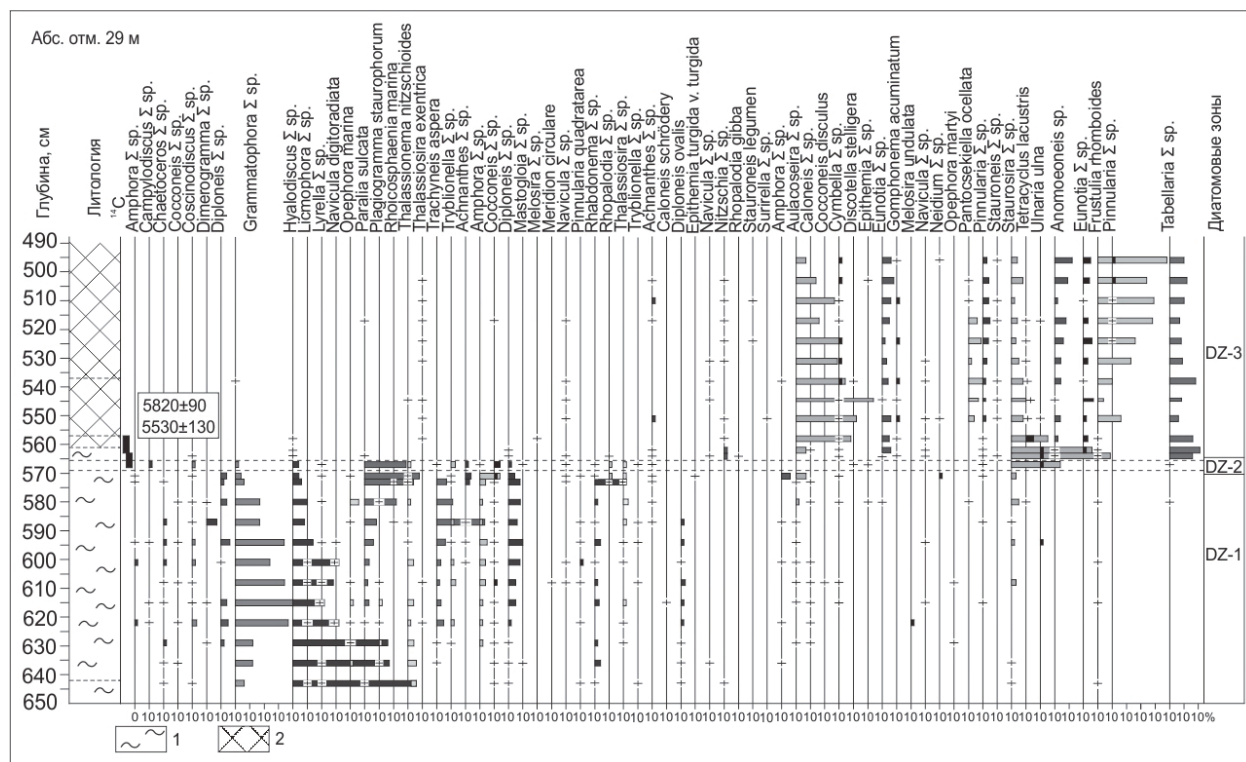


Рис. 2. Диатомовая диаграмма состава диатомовых комплексов в донных отложениях малого озера. 1 – алевриты, 2 – гиттия.

- 644–641 см – глинистый алеврит серого цвета. Переход в вышележащий слой постепенный;
- 641–568 см – алеврит с песком серого цвета с примесью слюдяных частиц. На глубинах 635–636, 585–587, 578–581 см отмечаются прослои с большим содержанием песка. В слое присутствуют единичные зерна гравия и гальки. В верхней части интервала (575–568 см) появляется незначительное количество органического материала;
- 568–563 см – гиттия коричневая, тонкослоистая;
- 563–540 см – гиттия темно-коричневая до черного цвета, монотонная;
- 544–487 см – гиттия коричневая, монотонная.

Образцы для анализа были отобраны послойно, в морской фации каждые 5 см, в переходной – 1–2 см, в пресноводной фации 5 см. Техническая обработка проб и приготовление постоянных препаратов на диатомовый анализ выполнялись по общепринятой методике (Диатомовый анализ, 1949), (Давыдова, 1985). Подсчет створок производился до 250 экземпляров. При идентификации флоры использовалась различная справочная литература (Определитель..., 1951; Куликовский и др., 2016; Лосева, 1992; Шилова, 2008; Krammer, Lange-Bertalot, 1991; Molder, Tynni, 1967-73; Tynni, 1975-1980; Tynni, 1991) и др.

Результаты

Диатомовый анализ выполнен по 25 образцам. В донных отложениях выявлено 164 вида и разновидности диатомовой флоры из 45 родов. В результате исследования по составу полученных диатомовых комплексов выделены 3 диатомовые зоны, соответствующие трем фациям осадков: морской, переходной от морской к пресноводной, и озерной пресноводной (рис. 2).

Определение возраста осадков (табл. 1) выполнялось по образцам гиттии в лаборатории геохронологии и геоэкологии донных отложений Санкт-Петербургского государственного университета по стандартной методике (Арсланов, 1987).

Таблица 1. Результаты радиоуглеродного датирования донных осадков малого озера с абс. отм. 29 м (по: Лобанова и др., 2022).

| Описание | Радиоуглеродный возраст, лет | Калиброванный возраст (календарный), кал. лет |
|-----------------------------------------------------------|------------------------------|-----------------------------------------------|
| Безымянное (СОН-1), гл. 563–557 см, гиттия, абс. отм 29 м | 5820±90 | 6620±110 |
| Безымянное (СОН-1), гл 568–563 см, гиттия, абс. отм. 29 м | 5530±130 | 6320±150 |

DZ-1 (644–568 см) морская фация осадков. Представлена главным образом морскими солоноватоводными видами (поли-, мезогалобами и галофилами), которые в сумме достигают 98 % от общего состава флоры. Присутствие малого количества пресноводных форм (2–5 %) связано с их поступлением в морскую прибрежную зону с поверхностным стоком. Данный состав диатомовой флоры свидетельствует о морском генезисе. Среди доминантов в диатомовом комплексе выявлены виды из родов *Hyalodiscus* sp. (*H. obsoletus*, *H. scoticus*,) (до 82 %) и *Grammatophora* sp. (*G. angulosa*, *G. arctica*, *G. arcuata*, *G. oceanica*) (до 40 %). Это планктонные формы, развивающиеся в глубоководных частях моря. Наряду с планктонными формами, преобладают также донные и литоральные виды *Paralia sulcata* (до 34 %), *Trachyneis aspera* (до 33 %), *Rhabdonema* sp. (*R. arcuatum*, *R. minutum*) (до 22 %), *Amphora* sp. (*A. acuta*, *A. angusta*, *A. commutata*, *A. proteus*) (до 12 %), *Diploneis* sp. (*D. bombus*, *D. chersonensis*, *D. interrupta*, *D. lineata*, *D. smithii*, *D. subcincta*) (до 10 %). Встречаются также единичные створки морских видов *Dimerogramma minor*, *Opephora marina*, *Thalassionema nitzschioides*, *Tryblionella* sp. (*T. coarctata*, *T. marginulata*, *T. obtusa*, *T. punctata*), *Achnanthes* sp. (*A. brevipes*, *A. brevipes* var. *angustata*, *A. brevipes* var. *intermedia*), *Thalassiosira exentrica* и др. Единичные пресноводные формы представлены *Amphora* sp. (*A. ovalis*, *A. ovalis* v. *pediculus*), *Aulacoseira* sp. (*A. ambigua*, *A. distans*, *A. distans* v. *lirata*, *A. italica*, *A. italica* var. *valida*), *Caloneis* sp. (*C. bacillaris*, *C. bacillum*, *C. clevei*, *C. schrödery*), *Frustulia rhomboides* var. *saxonica*, *Fragilaria sensu lato* (*Pseudostaurosira brevistriata*, *S. venter*) и др. На диатомовой диаграмме (рис. 2) в морской фации вверх по разрезу наблюдается постепенное снижение количества глубоководных планктонных диатомей, и увеличение числа донных и литоральных видов, что свидетельствует о постепенном снижении уровня моря.

DZ-2 (568–566 см) переходная фация осадков. Доля солоноватоводных видов снижается до 60 %, а роль пресноводных форм возрастает. Судя по преобладанию мелких пресноводных форм *Fragilaria sensu lato* (*Fragilariforma constricta*, *Pseudostaurosira brevistriata*, *Pseudostaurosira parasitica*, *Staurosira venter*) (до 35 %) можно предположить, что в это время это был меромектический водоем, который представлял собой переход от морского залива к отделяющемуся озеру с морской водой в придонном слое, которая поступала туда во время приливов. Важно отметить, что в переходной зоне среди морских видов преобладают *Paralia sulcata* (до 38 %), которая развивается в прибрежно-морских условиях. Встречаются и единичные морские виды *Achnanthes* sp. (*A. brevipes*, *A. brevipes* var. *angustata*), *Amphora commutata*, *Campylodiscus* sp., *Cocconeis scutellum* var. *scutellum*, *Coscinodiscus* sp., *Grammatophora* sp. (*G. angulosa*, *G. oceanica*), *Hyalodiscus* sp. (*H. obsoletus*, *H. scoticus*), *Lyrella* sp. (*L. forcipata*, *L. lyra*), *Mastogloia elliptica*, *Rhopalodia* sp. (*R. gibberulla*, *R. musculus*), *Thalassionema nitzschioides*, *Thalassiosira*, sp, *Tryblionella punctata*. Кроме них присутствуют единичные пресноводные диатомеи *Discotella stelligera*, *Epithemia* sp., *Navicula radiosa*, *Tabellaria flocculosa*, *Ulnaria ulna*.

DZ-3 (566–495 см) состав диатомовой флоры резко меняется. В сапропелях доминирует пресноводная флора, но присутствуют и единичные створки поли-, мезогалобов и галофилов (3–5 %). Диатомовый комплекс представлен главным образом видами *Fragilaria sensu lato* (*Fragilariforma constricta*, *Pseudostaurosira brevistriata*, *Pseudostaurosira parasitica*, *Staurosira venter*) (до 69 %) и *Aulacoseira* sp. (*A. distans*, *A. distans* var. *lirata*, *A. italica*, *A. italica* var. *valida*, *A. islandica*) (до 54 %),

Frustulia rhomboides var. *saxonica* (до 48 %), *Tabellaria* sp. (*T. fenestrata*, *T. flocculosa*) (до 21 %), *Anomoeoneis zellensis* (до 12 %), *Pantocsekiella ocellata* (до 10 %). Также присутствуют единичные створки форм обрастаний и донных *Cymbella* sp. (*C. gracilis*, *hebridica*, *leptoceros* и др.), *Eunotia* (*faba*, *monodon*, *pectinalis*, *robusta* var. *tetraodon*, и др.), *Gomphonema acuminatum*, *Pinnularia* sp. (*P. gibba*, *P. interrupta*, *P. microstauron*, *P. nodosa*, *P. stromatophora*, *P. viridis* var. *intermedia*), *Tetracyclus lacustris*, *Ulnaria ulna* и другие. Выявлены единичные морские формы *Thalassiosira exentrica*, *Paralia sulcata*, *Thalassionema nitzschioides* и др. Все это говорит о самостоятельном развитии отделившегося от моря водоема.

Выводы

По результатам диатомового анализа донных отложений малого озера были выделены 3 фации осадков: морская, переходная от морской к пресноводной, и озерная пресноводная. Из полученных данных можно сделать вывод, что в конце атлантического – начале суббореального периода озеро еще оставалось морским заливом, о чем свидетельствует состав диатомового комплекса. Радиоуглеродные датировки, полученные по образцам гиттии с гл. 568–563 см, соответствуют переходной фации осадков. Исходя из этого можно говорить о том, что отделение залива от моря произошло около 5530 ± 130 л. н. После того, как озеро полностью отделилось от моря, по прошествии некоторого времени (~100–200 кал. лет), эту территорию мог начать заселять древний человек.

Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств федерального бюджета на выполнение государственных заданий: АААА-А18-118020690231-1 Института геологии КарНЦ РАН.

Литература

1. Арсланов Х.А. Радиоуглерод. Геохимия и геохронология. Л. Изд-во: ЛГУ. 1987. 300 с.
2. Давыдова Н.Н. Диатомовые водоросли – индикаторы природных условий водоемов в голоцене. Л. Изд-во: Наука. 1985. 244 с.
3. Диатомовый анализ. Определитель ископаемых и современных диатомовых водорослей. М.-Л. Изд-во: Гос. изд-во геол. литер. 1949. Кн. 1. 240 с.; Кн. 2. 288 с.
4. Лобанова Н.В., Шелехова Т.С., Вашков А.А., Толстобров Д.С. Древнее население Карельского берега Белого моря: природная среда, материальная культура, образ жизни. Петрозаводск. 2022. С. 76.
5. Лосева Э.И. Атлас морских плейстоценовых диатомей европейского Северо-Востока СССР. СПб. Изд-во: Наука. 1992. 272 с.
6. Определитель пресноводных водорослей СССР. Вып. 4. Диатомовые водоросли. М. Изд-во: Советская наука. 1951. 619 с.
7. Шилова О.С. Голоценовые диатомей болот Кольского полуострова и Северо-Восточной Карелии и их значение для палеогеографических исследований. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М. 2008. 24 с.
8. Krammer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. Teil. 1. Die Susswasserflora von Mitteleuropa / Stuttgart. 1986. S. 1–876.
9. Mölder K., Tynni R. 1967–73. Über Finnlands rezente und subfossile Diatomeen. I–VII. Bull. Geol. Soc. Finland 39: 199–217 (1967); 40: 151–170 (1968); 41: 235–251 (1969); 42: 129–144 (1970); 43: 203–220 (1971); 44: 141–149 (1972); 45: 159–179 (1973).
10. Tynni R. Über Finnlands rezente und subfossile Diatomeen VIII–XI. Geol. Surv. Finland Bull. 274: 1–55 (1975); 284: 1–37 (1976); 296: 1–55 (1978); 312: 1–93 (1980).
11. Tynni R. Diatom from Lake Pulmankijärvi, northern Finland and the coast of Varangerfjorden, northern Norway // Geological Survey of Finland, Report of investigation. 1991. V. 106. 34 p.

СЛЕДЫ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ (ЦУНАМИ) В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОЗЕР НА ПОБЕРЕЖЬЕ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Толстобров Д.С.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, tolstobrov@geoksc.apatity.ru

На протяжении многих лет на Кольском полуострове изучение донных отложений из озерных котловин проводится с целью установления характера перемещения береговой линии моря и определения природно-климатических изменений (Колька и др., 2013; Толстобров и др., 2016; Corner et al., 1999; Corner et al., 2001; Snyder et al., 1997) и др. Но в последние годы при проведении аналогичных работ в разрезах нескольких озерных котловин были обнаружены горизонты нарушенного залегания осадков. В данной работе приводятся данные о местах находок таких осадках, возможные причины и время их формирования.

Нарушенные горизонты осадков обнаружены в озерах, которые находятся на Мурманском берегу в районах пос. Териберка, долины реки Воронья и хребта Мустатунтури.

В районе пос. Териберка горизонты нарушенного залегания осадков обнаружены в двух озерных котловинах. В безымянном озере (N 69°10'37.1" E 035°04'53.6"), расположенном на высотной отметке около 17 м, на основании комплексного изучения донных отложений выполнена реконструкция истории развития котловины в позднеледниковье и голоцене (Толстобров и др., 2018; Nikolaeva et al., 2019). Установлено, что в конце плейстоцена котловина озера являлась неровностью морского дна. Затем при поднятии земной поверхности Кольского полуострова около 11500 калиброванных лет назад (л. н. (кал.)) произошла изоляция котловины озера от моря, но позже в результате морской трансгрессии Тапес она опять была заполнена морскими водами. В нижней части морских осадков трансгрессии Тапес обнаружено нарушенное залегание осадков, выраженное в виде перемешивания песка, гиттии и растительных остатков. В этом же прослое выявлено резкое увеличение створок морских видов диатомовых водорослей. Таким образом, основываясь на литологических, микропалеонтологических данных можно предположить, что данный интервал осадков в озере был сформирован в результате цунами. По данным радиоуглеродного датирования отложений расположенных ниже и выше этого горизонта, время проявления этого события попадает в интервал 10400–9700 л.н. (кал.). При образовании прослоя цунамигенных отложений береговая линия моря находилась немного выше порога стока из озера, на высоте около 18 м относительно современного уровня моря.

В озере Второе Титовкое (N 69°09'57.5" E 035°13'59.6"), расположенном на высотной отметке около 12 м, вскрыты морские и современные пресноводные осадки. Долгое время озерная котловина представляла собой неровность морского дна, в это время происходило формирование алеврита. В толще морского алеврита обнаружен горизонт представленный смесью алеврита и песка с гравием, галькой и большим количеством обломков раковин. Формирование такого горизонта происходило в результате резкого изменения в гидродинамике морского бассейна, возможно, в результате цунами. При его формировании уровень моря находился выше порога стока из озера (выше 12 м). По данным радиоуглеродного датирования обломков раковин из этого горизонта и осадков переходной зоны, проявление этого события попадает в интервал времени 6300–5800 л. н. (кал.).

Район долины р. Воронья

В долине реки Воронья в озере Дедово (N 69°02'21.8" E 35°42'30.4"), расположенном на высотной отметке 23.5 м, в толще тонкослоистых осадков, формирование которых происходило во время изоляции озера от моря, обнаружен прослой песка мощностью 2 см. Появление песка связано с кратковременным изменением гидродинамического режима водоема. Возможно, волна, вызванная цунами в Баренцевом море, проникла вглубь континента по долине реки Воронья. В резуль-

тате заплеска морской воды был размыт песчаный материал берегов и в дальнейшем переотложен в котловине озера. Береговая линия моря в долине р. Воронья при формировании песка располагалась на высотной отметке около 25 м. Судя по небольшой мощности осадков в разрезе донных отложений, сила цунами в данном районе была небольшой. По данным радиоуглеродного датирования время проявления данного события произошло в интервале 11700–10200 л. н. (кал.). Вероятно, формирование данного песчаного горизонта по времени синхронно с формированием нарушенных горизонтов в озере, которое расположено в районе Териберка на высоте 17 м. Но нельзя исключить и возможность проявления локального катастрофического события в долине р. Воронья.

Район хребта Мустатунтури

В 2021 г. в районе хребта Мустатунтури и полуострова Средний были проведены работы по изучению характера перемещения береговой линии Баренцева моря. В разрезе донных отложений безымянного озера (высота 27.0 м, N 69°38'50.4"; E 31°47'22.9") обнаружена сложная последовательность, которая отражает повторное проникновение морских вод в котловину озера. Повышение уровня моря связано с трансгрессией моря в среднем голоцене. В отложениях трансгрессии тапес отчетливо выделяется интервал обогащенный обломками пород (гравием, галькой, щебень) и фрагментами древесины. Появление в разрезе таких прослоев указывает на изменение гидродинамики в водоеме, возможно вызванное цунами. В пределах Северной Атлантики в интервале времени проявления трансгрессии тапес известно цунами, которое было вызвано подводным оползнем «Сторегга» в Норвежском море (Bondevik et al., 1997; Romundset, Bondevik, 2011). Вероятность того, что волна цунами могла достигнуть баренцевоморского побережья Мурманской области и оставить свой след в донных осадках озера, велика. В настоящее время проводятся лабораторные исследования отобранных проб. Результаты радиоуглеродного анализа помогут уточнить время проявления данного события и связать его с уже известными.

Заключение

Мурманский берег Кольского полуострова подвергался воздействию цунами в голоцене. Следы цунами обнаружены в разрезах донных отложений нескольких озерных котловин баренцевоморского побережья. Время проявления этих событий попадает в интервалы времени 11700–10200 л. н. (кал.), 10400–9700 л. н. (кал.) и 6300–5800 л. н. (кал.).

Работа выполнена в Геологическом институте КНЦ РАН в рамках темы НИР АААА-А19-119100290145-3 при частичной поддержке Минпросвещения России (проект № FSZN-2020-0016) и Министерства образования и науки Мурманской области.

Литература

1. Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Г.Д. Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене – голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озер на южном берегу Кольского полуострова, в районе поселка Умба. Известия Российской академии наук. Серия географическая. М. Изд-во: Наука. 2013. № 1. С. 73–88.
2. Толстобров Д.С., Колька В.В., Толстоброва А.Н., Корсакова О.П. Опыт хронологической корреляции береговых форм рельефа голоценового моря в депрессии реки Тулома и Кольском заливе // Вестник МГТУ. 2016. Т. 19. № 1/1. С. 142–150.
3. Толстобров Д.С., Толстоброва А.Н., Колька В.В., Корсакова О.П., Субетто Д.А. Возможные следы голоценовых цунами в озёрных донных отложениях в районе пос. Териберка (Кольский полуостров, Россия) // Тр. КарНЦ РАН. № 9. Сер. Лимнология. Океанология. 2018. С. 92–102.
4. Bondevik S., Svendsen J.I., Mangerud J. Tsunami sedimentary facies deposited by the Storegga tsunami in shallow marine basins and coastal lakes, western Norway // *Sedimentology*. 1997. V. 44. P. 1115–1131.
5. Corner G.D., Yevzerov V.Ya., Kolka V.V., Moller J.J. Isolation basin stratigraphy and Holocene relative sea-level change at the Norwegian-Russian border north of Nikel, northwest Russia // *Boreas*. 1999. V. 28. No. 1. P. 146–166.
6. Corner G.D., Kolka V.V., Yevzerov V.Ya., Moller J.J. Postglacial relative sea-level change and stratigraphy of raised coastal basins on Kola Peninsula, northwest Russia // *Global and Planetary Change*. 2001. V. 31. P. 153–175.

7. Nikolaeva S.B., Tolstobrov D.S., Tolstobrova A.N. Disturbances in the primary stratigraphy of lake sediments on the Murmansk coast (Russia): their identification and relationship with catastrophic events. *Baltica*. V. 32 (2). 2019. P. 156–169. <https://doi.org/10.5200/BALTICA.2019.2.3>.
8. Romundset A., Bondevik S. Propagation of the Storegga tsunami into ice-free lakes along the southern shores of the Barents Sea // *Journal of Quaternary Science*. 2011. V. 26. No. 5. P. 457–462.
9. Snyder J.A., Forman S.L., Mode W.N., Tarasov G.A. Postglacial relative sea-level history: sediment and diatom records of emerged coastal lakes, north-central Kola Peninsula, Russia // *Boreas*. 1997. V. 26. P. 329–346.

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОДОТВАЛЬНЫХ ВОДАХ ШАХТЫ ЛЮПИККО-I (ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ)

Торопов А.С.^{1,2}, Сидкина Е.С.², Коньшев А.А.^{2,3}

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, torop990@gmail.com

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

³Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск

Введение

В Северном Приладожье имеются месторождения и рудопроявления железа, олова, полиметаллов, урана и других ценных элементов. Ряд исторических объектов (шахт, отвалов), расположенных на Питкяранском рудном поле, в настоящее время не обрабатываются. Учитывая потребность в развитии горнодобывающей отрасли в регионе, ретроспективная оценка влияния техногенных нарушений на миграцию элементов-поллютантов в окружающей среде спустя 100–150 лет после окончания горных работ будет весьма показательна. В водных экосистемах накопление и транспорт токсикантов может происходить за счет процессов сорбции на поверхности частиц взвешенного вещества и их последующего растворения при изменении эколого-геохимических условий, седиментации, а также образования и разрушения коллоидных частиц, реакций комплексообразования и осаждения наряду с окислительно-восстановительными процессами. Поэтому формы нахождения элементов определяют их геохимическую подвижность, скорость транспорта и потенциальное воздействие на человека. В данной работе изучены размерные миграционные формы широкого спектра элементов в водах подотвального пруда шахты Люпикко-I, которая имеет наибольшее минеральное разнообразие в районе Питкяранты для оценки воздействия этого объекта на природные воды региона.

Материалы и методы исследований

Полевые работы в районе шахты Люпикко-I проводились в 2020 г. Геологический очерк, схема отбора проб, аналитические исследования подробно представлены в (Коньшев и др., 2021). Для изучения особенностей миграции элементов в системе взвешенное вещество- коллоиды – растворенное вещество была взята вода подотвального пруда шахты Люпикко-I, частично покрывающего и сами отвалы. Породы отвалов представлены главным образом амфиболитами и метасоматитами по ним. Главный рудный минерал – магнетит. В незначительном количестве отмечается пирит и халькопирит, отдельные обломки мелкозернистых гранитов, скарнированных карбонатных пород. Отмечается особенность – широкое развитие флюорита лилового цвета, который выполняет многочисленные трещины во всех породах. Метасоматиты с магнетитом имеют различные текстуры от полосчатой тонковкрашенной магнетитовой минерализации в метасоматите силикатного состава (амфибол-серпентин-гумит-гранат?) до сплошных магнетитовых руд. Анализировали сумму фракций после нейлонового предфильтра 10 мкм, фракцию после фильтрации через шприц-насадку с размером пор 0.45 мкм (материал полиэфирсульфон) и после ультрацентрифугирования с использованием полиэфирсульфоновой мембраны с номинальным отсечением 10 кДа (Spin-X-20). Долю взвешенных форм определяли как разницу между суммой фракций и фракцией менее 0.45 мкм. Долю коллоидных форм – как разницу между фракциями < 0.45 мкм и < 10 кДа. Если разница между концентрациями элементов в двух фракциях была менее 2 %, то она количественно не оценивалась.

Результаты и обсуждение

Воды подотвального пруда шахты Люпикко-I нейтральные (рН = 7.08), сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-магниевые (рис. 1). Минерализация воды – 158 мг/л, что характеризует ее как ультрапресную. Содержание органического углерода в изучаемых водах 9.8 мг/л, соотношение фульвовых и гуминовых кислот – 12.2. В водах подотвального пруда фиксируются достовер-

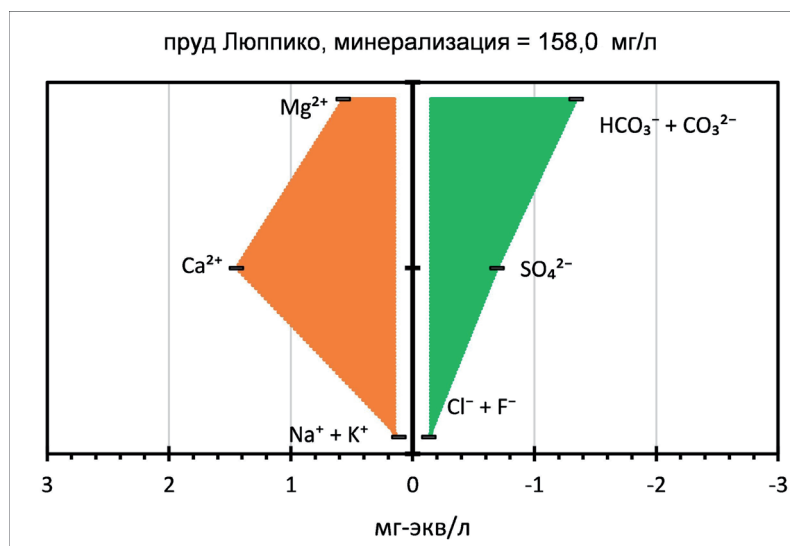


Рис. 1. Диаграмма Стиффа химического состава подотвальных вод пруда района шахты Люпикко-1.

ные количества широкого спектра элементов, в том числе и весьма редких (табл. 1). Коэффициент концентрации (Кк) относительно мировых рек достигает сотен и десятков единиц. Ряд геохимической специализации изученных вод по Кк выглядит следующим образом:

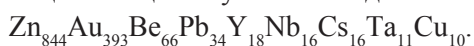


Таблица 1. Содержание основных элементов в водах подотвального пруда шахты Люпикко-1 и их коэффициенты концентрации (Кк).

| Элемент | Фракция < 0.45 мкм, мкг/л | Реки мира (Gaillardet, 2003 и др.), мкг/л | Кк | Элемент | Фракция < 0.45 мкм, мкг/л | Реки мира (Gaillardet, 2003 и др.), мкг/л | Кк |
|---------|---------------------------|-------------------------------------------|-------------|---------|---------------------------|-------------------------------------------|-------------|
| Li | 5.76 | 1.84 | 3.1 | Y | 0.73 | 0.04 | 18.4 |
| Be | 0.58 | 0.0089 | 65.7 | Zr | 0.18 | 0.039 | 4.5 |
| Al | 69.7 | 50 | 1.4 | Nb | 0.027 | 0.0017 | 16.0 |
| Si | 4190 | 6110 | 0.7 | Mo | 0.282 | 0.42 | 0.7 |
| Sc | 0.28 | 1.2 | 0.2 | Ag | 0.78 | 0.3 | 2.6 |
| Ti | 1.22 | 0.489 | 2.5 | Cd | 0.37 | 0.08 | 4.6 |
| V | 0.15 | 0.71 | 0.2 | In | 0.018 | – | – |
| Cr | 0.54 | 0.7 | 0.8 | Sn | 0.053 | – | – |
| Mn | 224 | 34 | 6.6 | Sb | 0.045 | 0.07 | 0.6 |
| Fe | 457 | 66 | 6.9 | Cs | 0.17 | 0.011 | 15.9 |
| Co | 0.94 | 0.148 | 6.3 | Ba | 48 | 23 | 2.1 |
| Ni | 5.20 | 0.801 | 6.5 | REE | 1.70 | 0.75 | 2.3 |
| Cu | 15.3 | 1.48 | 10.3 | Hf | 0.043 | 0.0059 | 7.3 |
| Zn | 507 | 0.6 | 844 | Ta | 0.012 | 0.0011 | 10.9 |
| Ga | 0.077 | 0.03 | 2.6 | W | 0.25 | 0.1 | 2.5 |
| Ge | 0.01 | 0.0068 | 1.5 | Au | 0.786 | 0.002 | 393 |
| As | 2.63 | 0.62 | 4.2 | Pb | 2.65 | 0.079 | 33.5 |
| Se | 0.52 | 0.07 | 7.4 | Bi | 0.089 | – | – |
| Rb | 8.92 | 1.63 | 5.5 | Th | 0.022 | 0.041 | 0.5 |
| Sr | 46 | 60 | 0.8 | U | 0.430 | 0.37 | 1.2 |

Примечание. Кк – коэффициент концентрации элемента относительно кларка в речных водах, REE – сумма редкоземельных элементов, полужирным шрифтом выделены специфичные элементы с Кк более 10.

В воде подотвального пруда обнаружены значимые концентрации индия, олова и висмута, о распространенности в природных водах которых в литературе крайне мало данных.

Распределение размерных форм нахождения элементов в изучаемом объекте представлено в таблице 2.

Таблица 2. Формы нахождения элементов в водах подотвального пруда шахты Люпикко-I (%).

| Элемент | Взвешенная | Коллоидная | Растворенная | Элемент | Взвешенная | Коллоидная | Растворенная |
|---------|------------|------------|--------------|---------|------------|------------|--------------|
| Li | < 2 | < 2 | > 96 | Sr | 13 | 4 | 83 |
| Be | 58 | 4 | 38 | Y | 54 | 24 | 22 |
| Na | < 2 | 11 | > 87 | Zr | 29 | 31 | 41 |
| Mg | 3 | 6 | 90 | Nb | 49 | 38 | 13 |
| Al | 50 | 19 | 31 | Mo | < 2 | < 2 | > 96 |
| Si | 10 | < 5 | > 85 | Ag | > 64 | 34 | < 2 |
| K | 3 | < 2 | > 95 | Cd | 25 | 13 | 62 |
| Ca | 6 | 17 | 77 | In | 74 | 15 | 11 |
| Sc | 56 | 10 | 35 | Sn | 6 | 51 | 43 |
| Ti | 31 | 52 | 17 | Sb | 25 | < 2 | > 73 |
| V | 41 | 23 | 36 | Cs | < 2 | 7 | > 91 |
| Cr | 3 | 47 | 49 | Ba | 47 | 6 | 47 |
| Mn | 6 | 10 | 85 | REE | 52 | 27 | 21 |
| Fe | 40 | 40 | 20 | Hf | 33 | 48 | 19 |
| Co | 22 | 11 | 68 | Ta | > 96 | < 2 | < 2 |
| Ni | 53 | 7 | 40 | W | 59 | 12 | 29 |
| Cu | 80 | 5 | 14 | Au | < 2 | 30 | > 68 |
| Zn | 7 | 6 | 87 | Tl | 12 | 26 | 62 |
| Ga | 52 | 4 | 44 | Pb | 65 | 24 | 12 |
| Ge | 57 | 22 | 22 | Bi | > 94 | 4 | < 2 |
| As | 10 | 18 | 72 | Th | 17 | 45 | 38 |
| Rb | < 2 | 6 | > 92 | U | 40 | 12 | 48 |

Примечание. цветом выделены доминирующие формы нахождения (более 1/3 от суммы всех форм).

Распределение форм нахождения элементов в целом не противоречит литературным данным и представлению об их гидрогеохимических особенностях поведения. Так, к элементам, мигрирующим практически исключительно в растворенной форме (более 90 % от суммы) относятся литий, магний, калий, рубидий, молибден и цезий. Задержка небольшой части этих элементов на мембранах может объясняться различными факторами: эффект обратноосмотического обессоливания в процессе фильтрации, аналитические артефакты. Коллоидная фаза (частицы с размером от 10 нм до 450 нм) может быть представлена продуктами выветривания горных пород, седиментации минеральных фаз при достижении ими насыщения, крупных органических молекул гуминовой природы и органоминеральных агрегатов. Коллоиды являются преобладающей формой нахождения для таких элементов как титан, хром, железо, серебро, олово, гафний и торий. Для тория характерно доминирование и коллоидной и растворенной форм нахождения, что для данного элемента не вполне типично (Торопов и др., 2020). Возможно, в условиях замедленного водообмена торий, а также близкий по свойствам цирконий, сорбировались коллоидами с агрегативной и седиментационной устойчивостью, которые обычно разрушаются при более интенсивной гидродинамике и избытке кислорода.

Во взвешенной форме находятся большинство элементов, специфичных при сульфидном оруденении, за исключением цинка, мышьяка, сурьмы и олова. Доминирование той или иной формы нахождения в водах подотвального пруда не в полной мере коррелирует с геохимической клас-

сификацией элементов, а вероятно в большей степени определяется их химическими свойствами и сродством с лигандами природного органического вещества. Номинальная отсекаемая молекулярная масса 10 кДа мембраны соответствует размеру порядка 2 нм, что не полностью перекрывает диапазон размеров органических коллоидов и пропускает часть элементов, ассоциированных с гуминовыми кислотами меньшей молекулярной массы, и практически не задерживает элементы связанные с фульвокислотами.

Можно предположить, что при воздействии атмосферных осадков на породы отвалов в данных климатических условиях действительно активно растворяется широкий спектр элементов. Учитывая гидродинамический режим изучаемого объекта, большинство элементов осаждаются локально и не включаются в дальний перенос вещества по гидрографической сети, за исключением отдельных элементов. Большой контраст в накоплении цинка, золота и бериллия в воде требует более детального изучения.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 22-77-10011.

Литература

1. Конышев А.А., Сидкина Е.С., Солдатова Е.А. и др. Химический состав и формы нахождения металлов в водах района шахты «Люпикко-1» (Питкярантский рудный район, Карелия) // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2021. № 6. С. 55–67. DOI: 10.31857/S0869780921060035.
2. Торопов А.С., Солдатова Е.А., Рихванов Л.П. Формы миграции радионуклидов (U и Th) в природных водах в различных геохимических условиях на основе расчетных и экспериментальных данных // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2020. Т. 331. № 12. С. 7–21. doi: 10.18799/24131830/2020/12/2935.
3. Gaillardet J., Viers J., Dupré B. Trace elements in river waters. *Treatise on Geochemistry*. 2003. V. 5–9. P. 225–272. doi: 10.1016/B0-08-043751-6/05165-3.

НОВЫЕ НАХОДКИ ФОРАМИНИФЕР В МОРСКИХ МЕЛКОВОДНЫХ ФАЦИЯХ ПАЛЕОГЕНОВОГО ВОЗРАСТА ЮГА ФЕРГАНСКОЙ ДОЛИНЫ

Трубин Я.С., Смирнов П.В.

Тюменский государственный университет, Тюмень, iug-2009@mail.ru

Морские отложения палеогенового возраста широко распространены в пределах Ферганской впадины. Их стратиграфическая основа заложена еще в работах О.С. Вялова (1935, 1936, 1954) и основывается на особенностях распространения устричной фауны по разрезу и литологии горных пород. Микрофаунистические исследования впервые выполнены в середине прошлого века (Быкова, 1939) и несколько позже обобщены в фундаментальном труде о Ферганских бассейнах мезокайнозоя (Геккер и др., 1962). Последующее планомерное накопление микропалеонтологических данных (Быкова, 1953; Бугрова, 1967, 1988) и др., позволило сформировать зональную схему Юго-Востока Средней Азии (Зональная стратиграфия..., 1991; Бугрова, 2005) и выполнить детальные палеогеографические построения (Крашенинников, Ахметьев, 1996). Однако даже в самых авторитетных изданиях, посвященных фораминиферам данного региона (Быкова, 1939; Бугрова, 1988, 2005), отмечается потребность в накоплении материала, анализе конкретных разрезов и ключевых участках в связи с недостаточностью объема имеющихся данных: число изученных разрезов, изученных образцов, количество экземпляров ископаемых раковин и описанных видов. В этой связи настоящая работа призвана уточнить состав и структуру характерных ассоциаций фораминифер и определить последовательности биостратиграфических подразделений юга Ферганской долины по материалам конкретных разрезов в урочище Мадыген. Данное сообщение является первым кратким собранием фотоснимков фораминифер Ферганской долины, выполненных с использованием электронной-сканирующей микроскопии. Даже новейшие авторитетные отечественные издания (Практическое..., 2005) включают мало фототаблиц в отличие от зарубежных атласов (Hottinger et al., 1993; Debenay, 2012; Förderer, Langer, 2018) и др., а все имеющиеся к настоящему времени атласы по данному региону (Быкова, 1939; Геккер и др., 1962) содержат исключительно рисованные изображения.

Материалами для исследования послужили результаты полевых наблюдений и сборов, выполненные в 2021 году в рамках работы Международной палеонтологической экспедиции на Южном Тянь-Шане в урочище Мадыген (Киргизия, Баткенская область). Пробы горных породы в количестве более 500 образцов взяты из трех четко обособленных толщ: (1) глинистые известняки и песчанистые мергели сузакской свиты раннего эоцена (P_2^1 szk), (2) плотные известняки алайской свиты среднего эоцена (P_2^2 al) и (3) нерасчлененная толща зеленоватых глин с прослоями песчаников и известняков риштанской, ханабадской и сумсарской свит среднего эоцена – нижнего олигоцена (P_2^{2-3} rst+sms+khn) (рис. 1). Извлечение фораминифер из горных пород осуществлялось по стандартной методике отмучивания, принятой на базе лаборатории седиментологии и эволюции палеобиосферы Тюменского государственного университета. Особенности морфологии раковин изучались с использованием сканирующего электронного микроскопа Hitachi TM3000 при 500-1200-кратном увеличении на базе Университета Бонна (Германия).

Границы смены ассоциаций фораминифер совпадают с границами выделенных литостратиграфических подразделений. Глинистые известняки и песчанистые мергели сузакской свиты содержат фораминифер плохой сохранности, в связи с чем определение большинства из них с точностью до вида не представляется возможным. Доминирующие формы идентифицированы, как *Ammodiscus* sp., *Reophax suzakensis* Выкова 1939, *Haplophragmoides lacinosus* Выкова 1939, *Haplophragmoides* sp., *Pseudogaudryina* sp., *Spiroplectammina* sp. и *Trochammina* sp. Также отмечаются отдельные обломки раковин фораминифер, возможно принадлежащие представителям *Cibicides* Montfort, 1808 и *Bulimina* d'Orbigny, 1826. Кроме агглютинированных форм и обломков крупных раковин можно

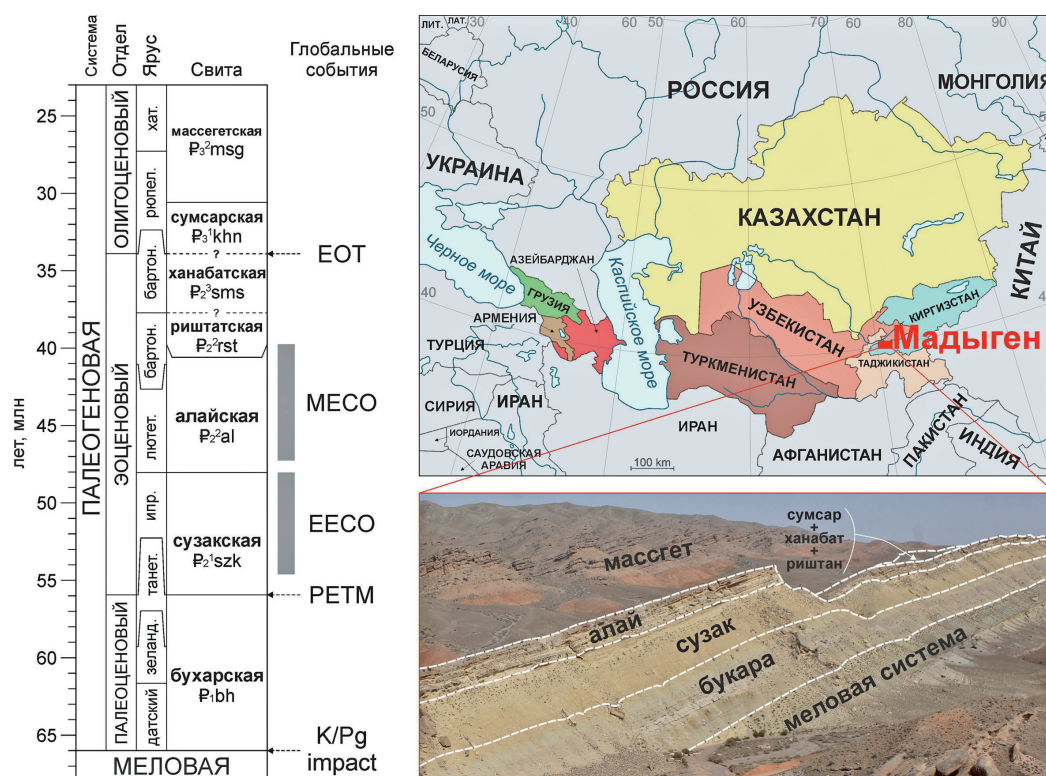


Рис. 1. Изученные разрезы и стратиграфия южной части Ферганской долины. Глобальные события: K/Pg impact – импактное мел-палеогеновое событие; PETM – палеоцен-эоценовый термический максимум; EECO – ранний эоценовый климатический оптимум; MECO – средний эоценовый климатический оптимум; EOT – эоцен-олигоценый переход.

встретить фораминифер малых размеров, измеряемых порядком до 65 мкм и определяемых *Cibicides* sp и *Discorbis* sp. Изучение морфологии фораминифер таких размеров даже с применением современной оптики практически невозможно и для понимания их строения необходимо использование электронно-сканирующей микроскопии. В биостратиграфическом отношении с некоторым приближением данный комплекс можно отнести к зоне *Pseudogaudrina externa* нижней части ипрского яруса, выделенной Э.М. Бугровой (1967) для Юго-Востока Средней Азии. Из плотных известняков алайской свиты извлечение фораминифер сопровождается определенными техническими трудностями. Полная их очистка от вмещающих пород возможна только путем многократного высушивания, промывания образцов и применения ультразвукового оборудования. В этой свите можно установить многочисленных *Cibicides* sp., *Nonion laevis* d'Orbigny in Parker, Jones, Brady, 1865, *Nonion* sp., *Elphidium* sp., чуть в меньшем количестве *Discorbis ferganensis* Вукова, 1939 и единичных *Milioloda* sp. Совместно с фораминиферами в пробах алайской свиты встречаются орнаментированные остракоды и внутренние слепки раковин ювенильных гастропод. По облику фауны комплекс можно отнести к зоне *Baggina minutissima* верхней части ипрского яруса и нижней части лютетсткого (Бугрова, 2005). В завершающих разрез морского палеогена зеленых глинах с прослоями песчаников и известняков можно найти большее количество экземпляров фораминифер, чем в нижележащих интервалах сузакской и алайской свит. Они представлены, главным образом, *Criboelphidium rischtanicum* (Вукова, 1939), *Nonion laevis*, *Discorbis ferganensis* и единичными крупными *Milioloda* sp. Помимо фораминифер, в этой толще встречаются членики офиур и других иглокожих, мелкие спиккулы губок и большое количество остракод. Комплекс по доминированию вида *C. rischtanicum* можно отнести к зоне *Asianella vialovi* средней части бартонского яруса (Бугрова, 2005) (рис. 2).

Установлены характерные микрофаунистические ассоциации для сузакской, алайской свит и нерасчлененной толщи риштат+сумсар+ханабат. По новым материалам определена последовательность биостратиграфических подразделений южной части Ферганской долины, именно разрезов

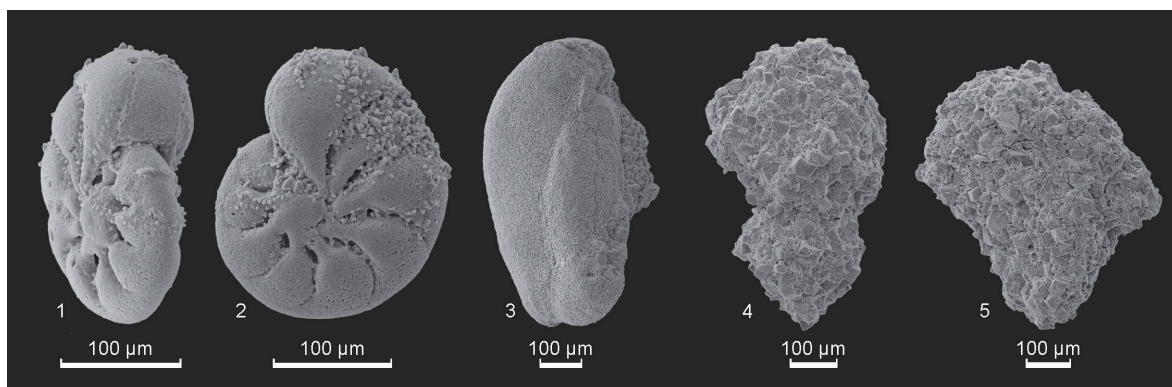


Рис. 2. Фораминиферы отложений палеогеновой системы юга Ферганской долины: 1–2. *Criboelphidium* sp.; 3 – *Miliolid* asp.; 4 – *Reophax* sp.; 5 – *Textularia* sp.

урочища Мадыген: (1) зона *Pseudogaudrina externa* – нижняя часть ипрского яруса, (2) зона *Baggina minutissima* – верхняя часть ипрского и нижняя часть лютететского ярусов и (3) зона *Asianella vialovi* – средняя часть бартонского яруса. Резкое доминирование эвригалинных фораминифер в составе комплексов указывает на их существование в условиях нестабильной солёности.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования в рамках государственного задания FEWZ-2020-0007 «Фундаментальные закономерности развития природной среды юга Западной Сибири и Тургая в кайнозое: седиментология осадочных толщ, абиотические геологические события и эволюция палеобиосферы». Исследования выполнены с использованием оборудования ЦКП «Биокосные системы криосферы», Тюменский научный центр СО РАН.

Литература

1. Бугрова Э. М. Зональное деление эоцена юга СССР по бентосным фораминиферам // ДАН СССР. 1988. Т. 300. № 1. С. 169–171.
2. Бугрова Э.М. Палеоценовые и эоценовые фораминиферы Юго-Восточной Туркмении. Автореф. канд. дисс. Л. 1967. 26 с.
3. Бугрова Э.М. Юго-Восток Средней Азии // Практическое руководство по микрофауне: справ. для палеонтологов и геологов: в 9 т. СПб. Изд-во: ВСЕГЕИ. 2005. Т. 8. Фораминиферы кайнозоя. С. 129–134.
4. Быкова Н.К. Фораминиферы верхнемеловых и палеогеновых отложений Ферганской долины. М. Изд-во: ГОНТИ. Вып. 121. 1939. 50 с.
5. Вялов О.С. Третичные отложения Ферганы // Геология СССР. Т. XXV. Киргизская ССР. Ч. 1. М. Изд-во: Госнаучтехиздат. 1954. С. 451–478.
6. Вялов О.С. К стратиграфии мела и палеогена Ферганы // Матер. Таджик. Памирской экспедиции. Л. Изд-во: Госхимтехиздат. 1936. Вып. 47. С. 3–38.
7. Вялов О.С. Схема деления третичных отложений Ферганы // ДАН СССР. Нов. сер. 1935. Т. 2. № 3–4. С. 278–281.
8. Геккер Р.Ф., Осипова А.И., Бельская Т.Н. Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии. М. Изд-во: АН СССР. 1962. 360 с.
9. Зональная стратиграфия фанерозоя СССР (справочное пособие). М. Изд-во: Наука. 1991. 169 с.
10. Коробков И.А. Палеонтологические описания. Л. Изд-во: Недра. 1978. 206 с.
11. Крашенинников В., Ахметьев М. Геологические и биотические события позднего эоцена – раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Изд-во: ГЕОС. 1996. 313 с.
12. Подобина В.М. Биостратиграфия и фораминиферы палеогена Западной Сибири. Томск. Изд-во: Издательский Дом Томского государственного университета. 2020. 274 с.
13. Практическое руководство по микрофауне. Т. 8. Фораминиферы кайнозоя. СПб. Изд-во: ВСЕГЕИ. 2005. 324 с.
14. Debenay J.P. A Guide to 1.000 Foraminifera from Southwestern Pacific. New Caledonia. 2014. 385 p.
15. Dubicka Z., Zlotnik M., Borszcz T. Test morphology as a function of behavioral strategies – Inferences from benthic foraminifera // Marine Micropaleontology. 2015. V. 116. P. 38–49.
16. Forderer M., Langer M.R. Atlas of benthic foraminifera from coral reefs of the Raja Ampat Archipelago (Irian Jaya, Indonesia) // Micropaleontology. 2018. P. 1–170.
17. Hottinger L., Halicz E., Reiss Z. Recent Foraminifera from the Gulf of Aqaba, Red Sea. Micropaleontology. 1994. V. 40. 286 p.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПЕСКОВ ДЮННЫХ ВСХОЛМЛЕНИЙ (ПЕТРОПАЛОВСКИЙ РАЙОН, ВОРОНЕЖСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Уракова И.Э., Лукина Е.А.

Воронежский государственный университет, urakovailana@yandex.ru

Введение

На юге Воронежской области на границе с Ростовской областью расположен опустыненный участок – Дюнные всхолмления – площадью более 190 га. Возраст песков, как собственно, и их условия образования, остается дискуссионным до настоящего времени. Предположительно это неоген-палеогеновые отложения, образование которых связывают с ветром Афганец, перенесшим псаммитовый материал из Калмыкии. В силу малой изученности данных пород, основной задачей работы стало исследование литологических особенностей песков территории Донские всхолмления и их условий образования. Для изучения было взято 8 проб, отобранных на поверхности и глубинах 30, 60 и 90 см от поверхности непосредственно в двух точках.

Литологические особенности песков территории Донские всхолмления

По данным гранулометрического анализа наиболее представительными классами в изученных пробах являются $-0.63+0.4$; $-0.4+0.315$; $-0.315+0.16$ мм. Средний диаметр зерен варьируется от 0.30 до 0.42 мм. Коэффициент сортировки указывает на довольно хорошую сортировку материала.

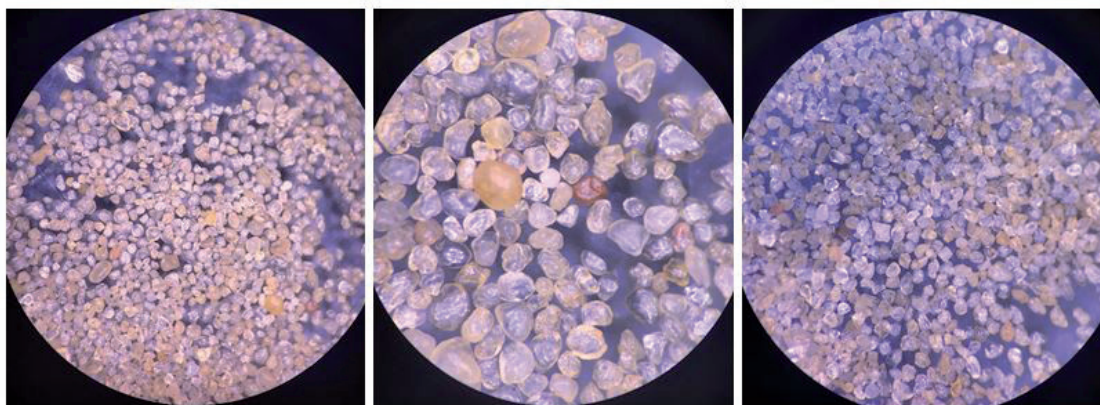
Пески бежевого цвета с легким розоватым оттенком (рис. 1). Розоватый оттенок может быть связан с окислами железа на поверхности отдельных зерен, что хорошо заметно на прозрачных и полупрозрачных разностях кварцевых обломков. Подобное явление рассматривается как пустынный загар. Окислы железа сосредоточены в ямочках зерен или полностью покрывают зерно пленкой. Пустынный загар характерен для обломков всех размерных классов. Известно, что розоватый оттенок связан со «старением» окислов железа: переходом лимонита, гетита в гематит.

По составу пески мономинеральные кварцевые. Легкая фракция составляет 99.80–99.91 % (рис. 2); тяжелая – 0.02–0.19 % (рис. 3). Минералы тяжелой фракции сосредоточены преимущественно в гранулометрических классах $-0.315+0.16$ мм и -0.16 мм. В составе тяжелой фракции преобладают ильменит, рутил, легкой фракции – кварц 100 %.

Зерна кварца преимущественно прозрачные (60 %) и полупрозрачные (38 %), реже просвечивающиеся (2 %). Окраска бледно желтая с розоватым оттенком, светло-серая, реже серо-розовая.



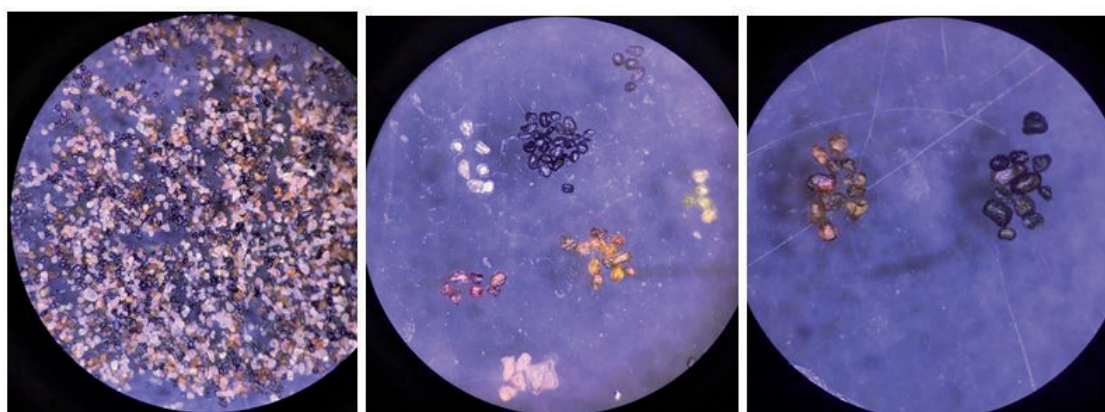
Рис. 1. Фотография песков Донской пустыни (проба 6\2).



Обр. 2, фракция $-0.63+0.4$ мм.

Обр. 3, фракция -0.16 мм.

Рис. 2. Макрофотографии легкой фракции песков территории Донские всхолмления.



Обр. 2, фракция -0.16 мм.

Обр. 4, фракция $-0.63+0.4$ мм.

Рис. 3. Макрофотографии тяжелой фракции песков территории Донские всхолмления.

Форма зерен крупной фракции окатанная и полуокатанная, мелких – угловатая. Для прозрачных обломков характерна блестящая поверхность, полупрозрачных – матовая. В отдельных зернах отмечаются включения темноцветных минералов.

В тяжелой фракции преобладает ильменит, составляя порядка 60 %. Ильменит смоляно-черного цвета, имеет полуокатанную форму. Поверхность зерен гладкая либо осложнена выемками. Отдельные зерна переходят в лейкоксен. Лейкоксен кремово-желтого цвета, по форме часто напоминает ильменит, лучше окатан, с примесью гидроокислов железа, изменяющих цвет от светло-желтого до коричневого. Рутил встречается от оранжево-красного до розоватого цвета с удлиненной призматической формой. Зерна полуокатанные. Дистен встречается в виде полупрозрачных угловатых обломков.

Условия образования песков территории Донские всхолмления

В отличие от речных и морских песчаных отложений исходный генезис эоловых песков установить более сложно (Наливкин, 1956). Для песков Донской пустыни предпринята попытка предположить генезис на основании гранулометрических коэффициентов и генетических диаграмм Гостинцева К.К. (рис. 4) и Бьерликке К. (рис. 5).

По соотношению асимметрии и эксцесса (диаграмма Гостинцева К.К.) изучаемые пески относятся к эолово-морским осадкам и осадкам рек и пойм. По соотношению асимметрии и коэффициента сортировки (диаграмма К. Бьерликке) значения для песков Донской пустыни попадают в поле пляжевые отложения и эоловые отложения.

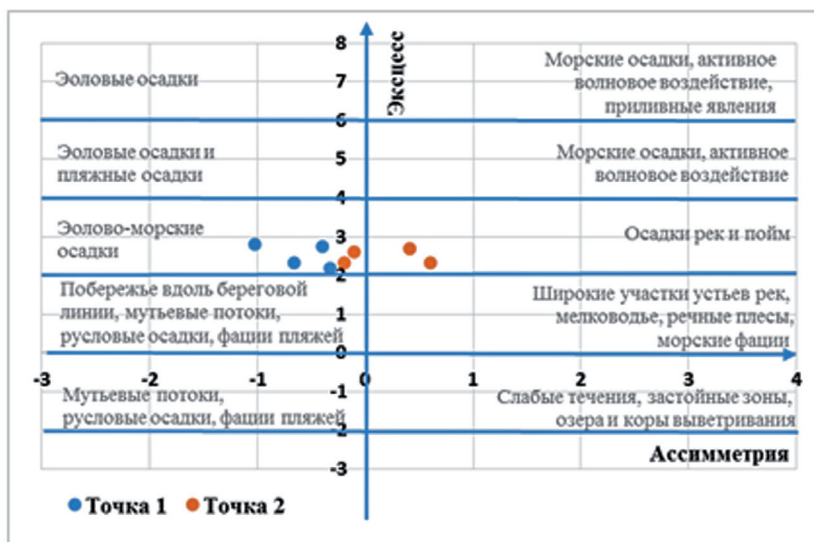
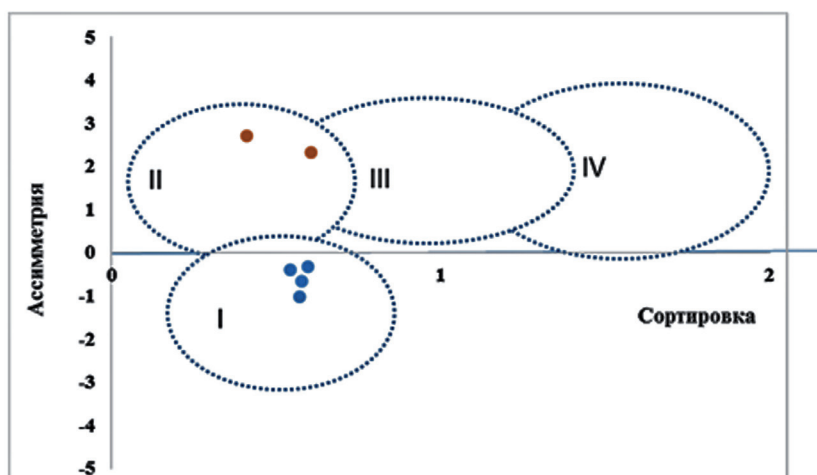


Рис. 4. Соотношение значений асимметрии и эксцесса для песков различных фациальных обстановок на диаграмме Гостинцева К.К. и положение фигуративных точек для песков Донской пустыни.

В соответствии с работой (Котельников, 1989) различают два типа эоловых отложений. Для первого типа, «остаточного», характерно одновершинное распределение с модой, резко смещающейся в сторону грубых фракций. Чем ближе к материнскому субстрату, тем больше содержание грубых фракций. Второй тип песка, «перемещенный», отличается симметричным и слабо ассиметричным распределением, отрицательной ассиметрией, вариацией моды в пределах 0.1–0.2 мм, хорошей сортировкой материала. По данным гранулометрического анализа пески Донской Сахары скорее всего являются «перемещенным».



Отложения: I – пляжевые, II – эоловые, III – речные, IV – турбидиты.

Рис. 5. Соотношение коэффициента сортированности к ассиметрии в обломочных отложениях различных обстановок (по К. Бьёрликке, 1989 г.) и положение фигуративных точек для песков Донской пустыни.

Литература

1. Котельников Б.Н. Реконструкция генезиса песков: гранулометрический состав и анализ эмпирических полигонов распределения. Л. Изд-во: Ленинградского университета. 1989. 132 с.
2. Наливкин Д.В. Учения о фациях. Л.-М. Изд-во: АН СССР. 1956. Т. I. 534 с.; Т. II. 393 с.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ БАЗИТОВ (2.01 МЛРД. ЛЕТ) ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ

Устинова В.В., Степанова А.В.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, vikaustinova@yandex.ru

Палеопротерозойский этап развития Фенноскандинавского щита, характеризуется многоэтапным магматизмом, сопровождавшимся формированием интрузивных и гипабиссальных магматических комплексов. Магматическая активность в раннем протерозое связана с обстановками рифтогенеза и формированием крупных магматических провинций (Ernst, 2014). Одним из наиболее крупных объектов проявления палеопротерозойского внутриплитного магматизма на территории Фенноскандинавского щита является Онежская палеопротерозойская структура (ОС), которая сложена комплексами осадочно-вулканогенных и магматических пород с возрастом 2.50–1.77 млрд. лет (Онежская..., 2011). В людиковийское (2.06–1.92 млрд. лет) время развития ОС свойственно проявление высокомагнезиального магматизма и осадконакопления, с необычайно высоким содержанием Сорг (Онежская..., 2011 и ссылки в ней). В составе людиковийского надгоризонта палеопротерозоя выделяется два горизонта – заонежский и суйсарский (Геология Карелии, 1987). Наиболее распространёнными выходами среди интрузивных образований заонежской свиты людиковия являются силлы базитов, вещественный состав и геодинамическая позиция которых в малой степени охарактеризованы. Большая часть базитов преобразована в результате регионального метаморфизма, в условиях зеленосланцевой – эпидот-амфиболитовой фации, что значительно затрудняет их типизацию и анализ магматизма каждого из эпизодов.

Настоящая работа посвящена детальной минералого-петрографической и геохимической характеристике заонежского долерит-базальтового комплекса, проявленного в северо-восточной части Заонежского полуострова вблизи дер. Лебещина. В основе работы приводятся итоги изучения минерального и химического состава пород с помощью электронно-зондового микроанализа и рентгенофлуоресцентного анализа.

В пределах участка Лебещина проявляется несколько силлов долеритов северо-западного простирания (320–340°). Их контакты согласны со слоистостью вмещающих пород. Вмещающие породы представлены алевролитами и углеродсодержащими осадочными породами заонежской свиты. По последним геохронологическим данным, формирования долеритов происходило в два этапа на рубеже 2.01 и 1.96 млрд. лет (Степанова и др., 2022; Степанова и др., 2014). Нами приводится лишь краткая характеристика долеритов с возрастом 2.01 млрд. лет.

Долериты представляют собой массивные породы от мелко- до крупнозернистых, редко порфиридные. По петрографическим характеристикам подразделяются на два типа: дифференцированные и недифференцированные. В зонах закалки, на контакте с шунгитами, долериты сложены тонкозернистыми породами с порфиридной структурой. По мере удаления от зон закалок, появляются среднезернистые разновидности с офитовой структурой. Долериты сильно окислены. Редким исключением для них является сохранность первичных магматических минералов, представленных реликтивными зёрнами клинопироксена, а плагиоклаз псевдоморфно замещён альбитом. Вторичные минералы представлены актинолитом, реже роговая обманка, хлорит, эпидот, ильменит, титанит, акцессорные – апатит, бадделеит, циркон. Лейкократовые, крупнозернистые разновидности содержат гранофировые сростания кварца с калиевым полевым шпатом, среди темноцветных преобладают минералы с высоким содержанием железа – стильномелан, ферроактинолит, псевдоморфно замещающие зёрна клинопироксена по краям.

Анализ фактического материала показал, что по химическому составу долериты относятся к толеитовой серии нормального ряда щёлочности. Средние содержания $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ не превышают 4 мас. %. В пределах участка были опробованы метадолериты из зоны закалки и централь-

ных частей тела, в том числе крупнозернистые гранофировые долериты. В зонах закалки долериты представляют собой породы основного состава, содержание SiO_2 не превышает 52.26 мас. %. Для них характерно умеренное содержание MgO – 8.15–11.27 мас. %, TiO_2 – 1.27–1.88 мас. %, и Fe_2O_3 – 10.56–13.77 мас. %. Они характеризуются максимальным содержанием Cr (209 ppm), Ni (155 ppm). В крупнозернистых дифференцированных разновидностях, фиксируется рост содержания SiO_2 – до 58.84 мас. %, TiO_2 – до 3.02 %, Fe_2O_3 – до 23 % и Zr около 500 ppm, резко уменьшаются концентрации Cr (до 1 ppm) и Ni (до 2 ppm). Для долеритов отмечается общее обогащение крупноионными литофильными элементами (LILE), концентрации Ba достигают 3000 ppm и обеднение Sr до 200 ppm. В целом, несмотря на существенные различия в возрасте кристаллизации, базиты 2.01 и 1.96 млрд. лет похожи друг на друга по структурно-текстурным особенностям и по химическому составу, однако критерии их разделения остаются дискуссионными.

Работа выполнена в рамках госзадания ИГ КарНЦ РАН (№ гос. рег. темы АААА-А18-118020290085-4).

Литература

1. Геология Карелии. М. Изд-во: Наука. 1987. 231 с.
2. Онежская палеопротерозойская структура. Петрозаводск. Изд-во: КарНЦ РАН. 2011. 431 с.
3. Степанова А.В., Самсонов А.В., Ларионов А.Н. Заключительный этап магматизма среднего палеопротерозоя в онежской структуре: данные по долеритам Заонежья. Петрозаводск. Изд-во: КарНЦ РАН. № 1. 2014. С. 3–16.
4. Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Самсонов А.В., Суханова М.А., Устинова В.В. Основной магматизм 2.0 млрд. лет в Онежской структуре Фенноскандинавского щита: первые результаты U-Pb (ID-TIMS) датирования бадделеита // Материалы VIII Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб. Изд-во: Картфабрика ВСЕГЕИ. 2022. 148–149 с.
5. Ernst, R.E. (2014) Large igneous provinces. Cambridge University Press. 653 p.

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ В ЗАДАЧАХ МОНИТОРИНГА ЛАВИННОЙ АКТИВНОСТИ

Федоров И.С., Асминг В.Э., Федоров А.В.

Кольский филиал Единой геофизической службы РАН, Апатиты, ifedorov@krsc.ru; asmingve@mail.ru; afedorov@krsc.ru

Введение

Во многих горных районах, где осуществляется промышленная, рекреационная или иная деятельность человека лавины являются одним из факторов повышенной опасности. Ежегодно на территории Российской Федерации под лавины попадают десятки людей (Иванов и др., 2015; Викулина, 2019) и около 250 случаев регистрируется в год во всем мире (Schweizer, 2008). Их сход на транспортные и инженерные коммуникации вызывает значительные логистические издержки, зачастую влечёт экономический ущерб (География лавин, 1992).

На данный момент основным методом контроля лавинообразования является визуальное наблюдение. Разработки и достижения в области радарных и инфразвуковых систем регистрации позволили создать ряд дистанционных систем мониторинга лавинной активности. В настоящее время существуют три различные технологии для автоматического дистанционного обнаружения лавин: ультразвуковые датчики (Marchetti et al, 2015; Schimmel et al., 2017; Scott et al., 2007), наземные и спутниковые радарные датчики (Eckerstorfer и др., 2016; Gauer et al., 2007), а также сейсмические датчики (Neck et al., 2018).

Эксперименты по регистрации лавин

В 2017 г. в Кольском филиале ФИЦ ЕГС РАН начата работа по отработке методов дистанционного геофизического мониторинга лавинной активности по данным инфразвуковой и сейсмической регистрации (Федоров и др., 2018). Стоит отметить, что подобные работы, начатые в конце 80-х годов в СССР (Фирстов и др., 1990) долгие годы не находили своего развития, однако значительно активизировались в последние десятилетия.

В течение сезонов 2018–2020 гг. был выполнен ряд экспериментов по регистрации инфразвуковых сигналов от принудительно спускаемых лавин на склонах Хибинского горного массива (Федоров и др., 2021). В ходе этих экспериментов отработывались различные варианты конфигурации аппаратной части комплекса инфразвукового мониторинга, проверялись возможности регистрации

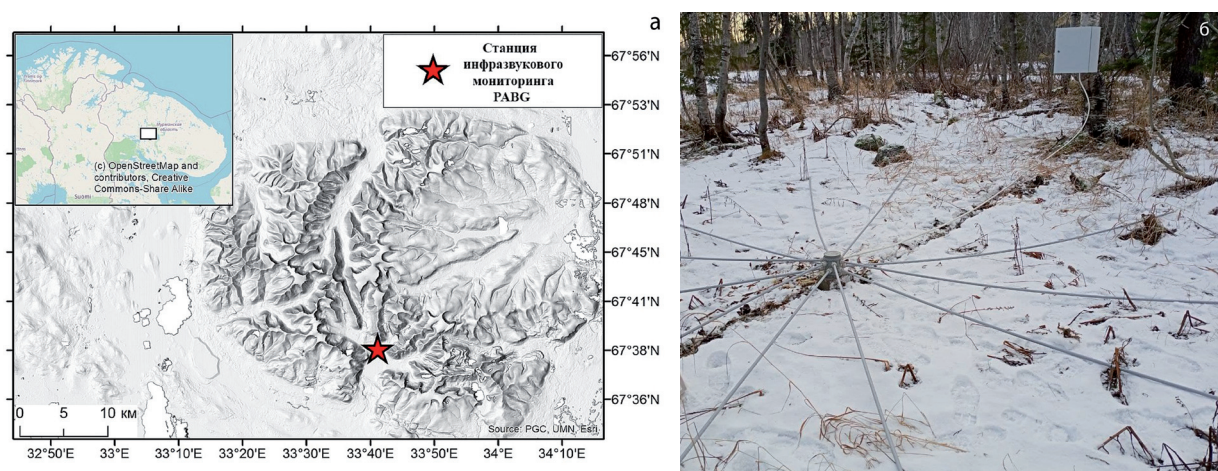


Рис. 1. а) карта места размещения инфразвукового комплекса мониторинга лавинной активности PUBG в Хибинском горном массиве; б) элемент пространственного фильтра и бокс размещения микробарографа инфразвукового комплекса.

сигналов как в прямой видимости от лавинного очага, так и возможности регистрации в осложнённых рельефом условиях, изучались характеристики сигналов, генерируемых сходом снежных лавин.

В конце ноября 2020 г. Кольским филиалом ФИЦ ЕГС РАН для исследований инфразвуковых проявлений различных природных и техногенных процессов, как локальных, происходящих в Хибинах, так и удалённых, была создана новая стационарная станция инфразвукового мониторинга РАВГ (рис. 1). Основной целью являлась разработка системы инфразвукового мониторинга снежных лавин. Комплекс состоит из трех микробарографов, разнесенных в пространстве на 150–200 м относительно друг друга в форме треугольника. Чувствительные датчики – микробарографы – регистрируют низкочастотные акустические волны (инфразвуковые волны), генерируемые движением снежной массы по склону во время схода лавин.

Также в зимние сезоны были развёрнуты две временные инфразвуковые группы, работавшие параллельно с основной. Одна (KIR) на окраине городе Кировска, другая (YUKS) у подножья горы Юкспорр.

Проводимые в течение двух зимних сезонов 2020–2022 гг. исследования инфразвуковых сигналов, генерируемых сходом лавин в Хибинском горном массиве позволили набрать значительную статистику необходимую для разработки автоматической системы распознавания.

Результаты

Используемый алгоритм обработки (Асминг и др., 2021) позволяет обнаруживать инфразвуковые события, оценивать длительность когерентных сигналов, диапазон обратных азимутов и другие параметры. По направлению прихода сигналов и изменению азимута со временем можно распознавать движущиеся источники. Проецируя азимутальные лучи на рельеф местности, можно построить трек пробега лавины (рис. 2, 3).

На данном этапе создан прототип автоматизированной системы обнаружения сигналов, генерируемых сходом снежных лавин по данным инфразвуковой группы. Созданный прототип системы позволяет выделять сигналы и по ряду признаков ассоциировать их с лавинной активностью. Все отобранные автоматическим детектором события просматриваются специалистом интерпретатором, и из их числа выбираются события, соответствующие лавинам по критериям длительности сигнала, изменению обратного азимута на источник, сопоставленному с картой лавинных кулуаров, а также частотным характеристикам. Полученные таким образом факты предположительного схода лавин проверяются, в рамках заключенных соглашений, совместно со службами лавинной безопасности.

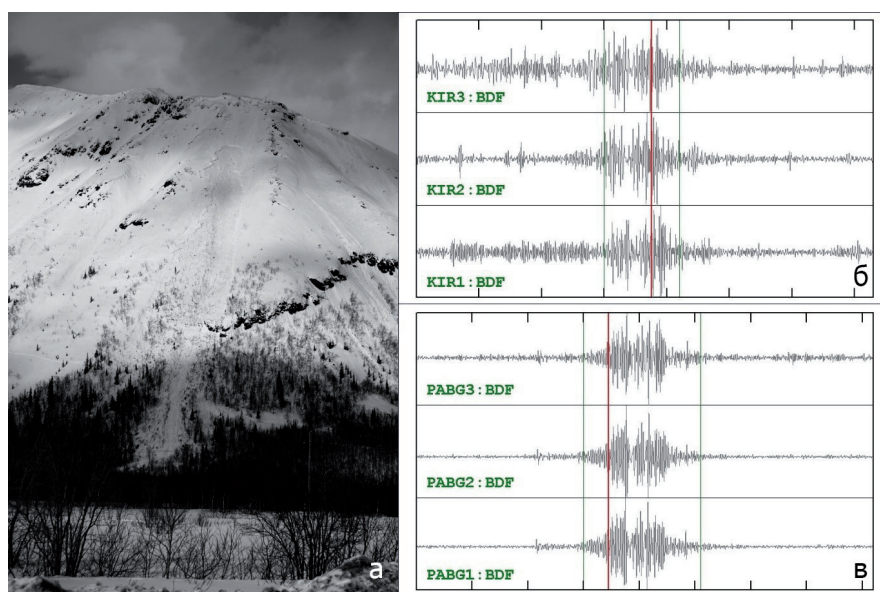


Рис. 2. Пример регистрации схода снежной лавины (2 апреля 2021 г. в л. о. № 231 г. Кукисвумчорр) двумя инфразвуковыми комплексами: а) след лавины; б, в) записи инфразвукового сигнала комплексами РАВГ и KIR.

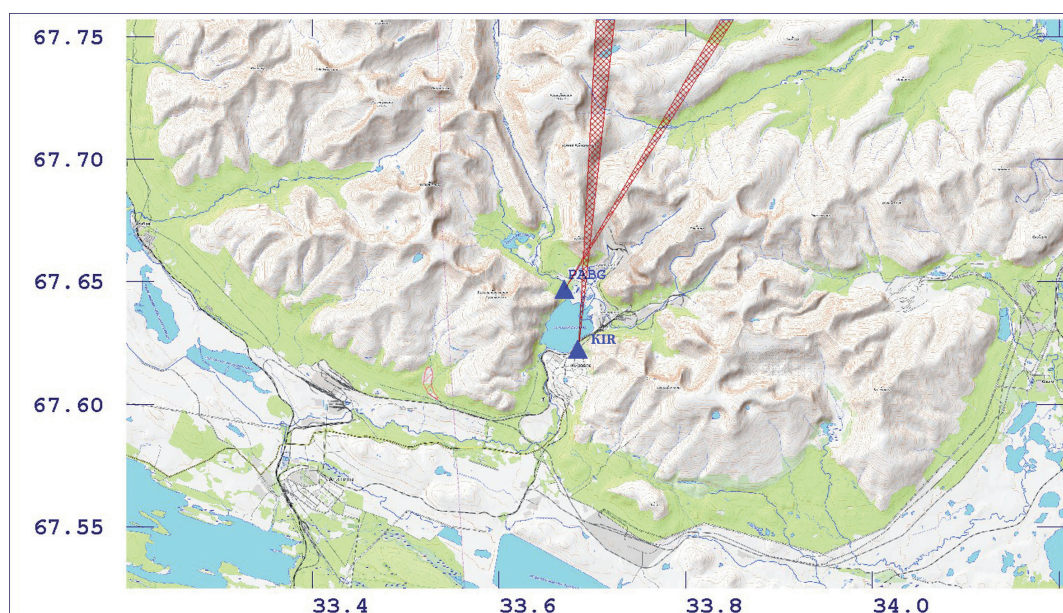


Рис. 3. Локализация места схода снежной лавины (2 апреля 2021 г. в л. о. № 231 г. Кукисвумчорр) по пересечению азимутов с использованием двух инфразвуковых комплексов.

Выводы

За время работы комплекса было зарегистрировано несколько десятков сигналов, соответствующих сходам снежных лавин. Радиус достоверного обнаружения крупных лавин – 5 км, максимальное подтвержденное расстояние – 7 км. Однако для лавин среднего и малого объема, а также для мокрых медленнодвигающихся лавин эффективность обнаружения оказалась несколько ниже. В настоящее время продолжается разработка алгоритмов автоматического распознавания, способных достоверно дифференцировать инфразвуковые сигналы, вызванные сходом снежной массы, от других, в том числе техногенных источников.

Литература

1. Асминг В.Э., Федоров А.В., Виноградов Ю.А., Чебров Д.В., Баранов С.В. и др. Быстрый детектор инфразвуковых событий и его применение // Геофизические исследования. 2021. Т. 22. № 1. С. 54–67. DOI: <https://doi.org/10.21455/gr2021.1-4>.
2. Викулина М.А. Оценка лавинного риска в Хибинах // Геоинформационное обеспечение устойчивого развития территорий : материалы Междунар. конф. Мурманск (Россия), 30 января – 02 февраля, Токио (Япония), 19 июля 2019 г. : [конференция ИнтерКарто/ИнтерГИС]. М. Изд-во: Московского университета. 2019. Т. 25. Ч. 2. С. 66–67. DOI: <https://doi.org/10.35595/2414-9179-2019-2-25-66-76>.
3. География лавин (под ред. С.М. Мягкова, Л.А. Канаева). М. Изд-во: МГУ. 1992. 330 с.
4. Иванов М.Н., Федотова Д.А. Статистика жертв снежных лавин в Хибинах // XVI гляциологический симпозиум. г. Санкт-Петербург. 2016. С. 12.
5. Федоров А.В., Федоров И.С., Воронин А.И. Регистрация снежных лавин сейсмоинфразвуковым методом // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы XIII Международной сейсмологической школы. Обнинск. 2018. С. 273 – 276.
6. Федоров И.С., Федоров А.В., Асминг В.Э. О регистрации схода снежных лавин геофизическими методами в Хибинском массиве // Вестник МГТУ. 2021. Т. 24. № 1. С. 69–79. DOI: <https://doi.org/10.21443/1560-9278-2021-24-1-69-79>.
7. Фирстов П.П., Суханов А.А., Пергамент В.Х. Радионовский М.В. Акустические и сейсмические сигналы от снежных лавин // ДАН СССР. Т. 312. № 1. 1990. С. 67–71.
8. Eckerstorfer M., Bühler Y., Frauenfelder R., Malnes E. Remote sensing of snow avalanches: recent advances, potential, and limitations. Cold Reg. Sci. Technol. 2016. V. 121. P. 126–140.
9. Gauer P., Kern M., Kristensen K., Lied K., Rammer L., Schreiber H. On pulsed Doppler radar measurements of avalanches and their implication to avalanche dynamics. Cold Reg. Sci. Technol. 2007. V. 50 (1–3). P. 55–71.

10. Heck M., Hammer C., van Herwijnen A., Schweizer J., Fäh D. Automatic detection of snow avalanches in continuous seismic data using hidden Markov models. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 2018. V. 18 (1). P. 383–396.
11. Marchetti E., Ripepe M., Olivieri G., Kogelnig A. Infrasound array criteria for automatic detection and front velocity estimation of snow avalanches: towards a realtime early-warning system. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 2015. V. 15 (11). P. 2545–2555.
12. Schimmel A., Hübl J., Koschuch R., Reiweger I. Automatic detection of avalanches: evaluation of three different approaches. *Nat. Hazards.* 2017. V. 87 (1). P. 83–102.
13. Schweizer J.: Snow avalanche formation and dynamics, *Cold Reg. Sci. Technol.* 2008. V. 51. P. 153–154.
14. Scott E.D., Hayward C.T., Kubichek R.F., Hamann J.C., Pierre J.W., Comey B., Mendenhall T. Single and multiple sensor identification of avalanche-generated infrasound. *Cold Reg. Sci. Technol.* 2007. V. 47 (1–2). P. 159–170.

ГЛУБИНЫ ЗАЛЕГАНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ МАГНИТНЫХ ИСТОЧНИКОВ ПОД МОРЕМ ЛАПТЕВЫХ

Филиппова А.И.^{1,2}, Филиппов С.В.^{1,2}

¹ Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, Москва, Троицк, ale@izmiran.ru

² Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, Москва, aleirk@mail.ru

Введение

Рассматриваемая в данной работе территория (68–80° с. ш., 110–142° в. д.) включает в себя море Лаптевых, сопредельные области Верхоянского складчатого пояса и Сибирской платформы, а на севере частично затрагивает Евразийский бассейн Северного Ледовитого океана. Как и вся Арктика, этот регион характеризуется невысокой геофизической изученностью в силу своей труднодоступности и удаленности. Региональных исследований по определению глубин залегания литосферных магнитных источников для моря Лаптевых не проводилось, за исключением средних оценок из работы (Середкина, Филиппов, 2021). При этом глобальные распределения глубины нижней границы магнитоактивного слоя характеризуются невысоким горизонтальным разрешением и во многих деталях противоречат друг другу (Li et al., 2017; Gard, Hasterok, 2021). Не лишено этих недостатков и распределение глубины нижней границы, рассчитанное для всей Арктики в работе (Lu et al., 2022). В связи с этим, задача данной работы заключается в определении глубин залегания литосферных магнитных источников (глубин центра масс, верхней и нижней границ) для моря Лаптевых и сопредельных территорий с максимально возможным на данный момент горизонтальным разрешением и в предварительном анализе полученных результатов.

Данные и методы

В качестве исходного материала для расчетов использовалась глобальная модель аномально-го магнитного поля Земли EMAG2v3 (Meyer et al., 2017), представляющая собой наиболее актуальную на текущий момент компиляцию данных морских, аэромагнитных, наземных и спутниковых геомагнитных съемок (данные спутника CHAMP). В данной модели аномальное геомагнитное поле приведено к высоте 4 км над уровнем моря и имеет горизонтальное разрешение 2 угловые минуты. Подготовка данных заключалась в их делении на блоки 200 × 200 км с учетом того, что размер окна, в котором вычисляется спектр магнитных аномалий, должен от 3 до 10 раз превышать глубину нижней границы магнитных источников (Hussein et al., 2013; Ravat et al., 2007). Для улучшения горизонтального разрешения результатов были выбраны блоки, перекрывающиеся между собой. По долготе перекрытие между соседними блоками составляло 100 км, т.е. половину от размеров выбранного для анализа окна. По широте центральные точки соседних блоков расположены на расстоянии 1° между собой.

Значения глубин центра масс (Z_0) и верхней границы (Z_1) литосферных магнитных источников вычислялись с помощью анализа азимутально-усредненных Фурье-спектров мощности аномалий геомагнитного поля в каждом из блоков 200 × 200 км в соответствии с методом центроида (Tanaka et al., 1999). Вычисление спектров выполнялось с помощью пакета Fourpot 1.3 b [Pirttijärvi, 2015]. Глубины Z_0 вычислялись в интервале волновых чисел от максимума спектра, т.е. примерно от 0 рад/км, до 0.05 рад/км. Как показывают синтетические тесты, использование такого диапазона волновых чисел корректно для расчетов глубины центра масс магнитоактивного слоя мощностью до 50 км (Núñez Demarco et al., 2021). Для вычислений глубин Z_1 использовался интервал волновых чисел примерно от 0.25 до 0.5 рад/км. Глубина нижней границы (Z_b) вычислялась по полученным значениям Z_0 и Z_1 исходя из соотношения: $Z_b = 2Z_0 - Z_1$ (Tanaka et al., 1999).

Погрешности вычислений глубин рассчитывались с использованием соотношения, предложенного в работах (Okubo, Matsunaga, 1994; Salazar et al., 2017). Как показали проведенные ранее

синтетические тесты (Середкина, Филиппов, 2021), добавление к исходным данным случайного шума с амплитудой ± 167 нТл (значение максимальной величины ошибок для рассматриваемой территории согласно модели EMAG2v3) практически не сказывается на значениях глубин центра масс и нижней границы литосферных магнитных источников.

Результаты

Результаты расчетов глубин залегания литосферных магнитных источников для моря Лаптевых и сопредельных областей Верхоянского складчатого пояса и Сибирской платформы представлены на рисунке 1. Глубина верхней границы минимальна (0.1–2.0 км) практически под всей континентальной частью исследуемой области и Новосибирскими островами (рис. 1 а). На шельфе моря Лаптевых она составляет от 2.0 до 5.3 км. Погрешность вычислений данного параметра носит случайный характер и лежит в диапазоне от 0.1 до 0.6 км, со средним значением ~ 0.3 км.

Основные особенности полученного распределения хорошо согласуются с данными о мощности осадочных отложений для рассматриваемой территории. Так, согласно модели CRUST 1.0 (Laske et al., 2013) мощность осадочного слоя составляет менее 2 км практически везде на континенте, увеличиваясь до 3 км лишь под отдельными участками Верхоянского складчатого пояса и дельтой р. Лены. При этом шельф моря Лаптевых характеризуется средней мощностью осадков 3–4 км с локальным утолщением осадочного слоя до 6 км под восточной частью.

Максимальные значения глубины центра масс литосферных магнитных источников (24 км и более) получены под Сибирской платформой (Анабарский щит) и северным Верхояньем (рис. 1 б). Локальный максимум глубины (~ 20 км) прослеживается под Новосибирскими острова-

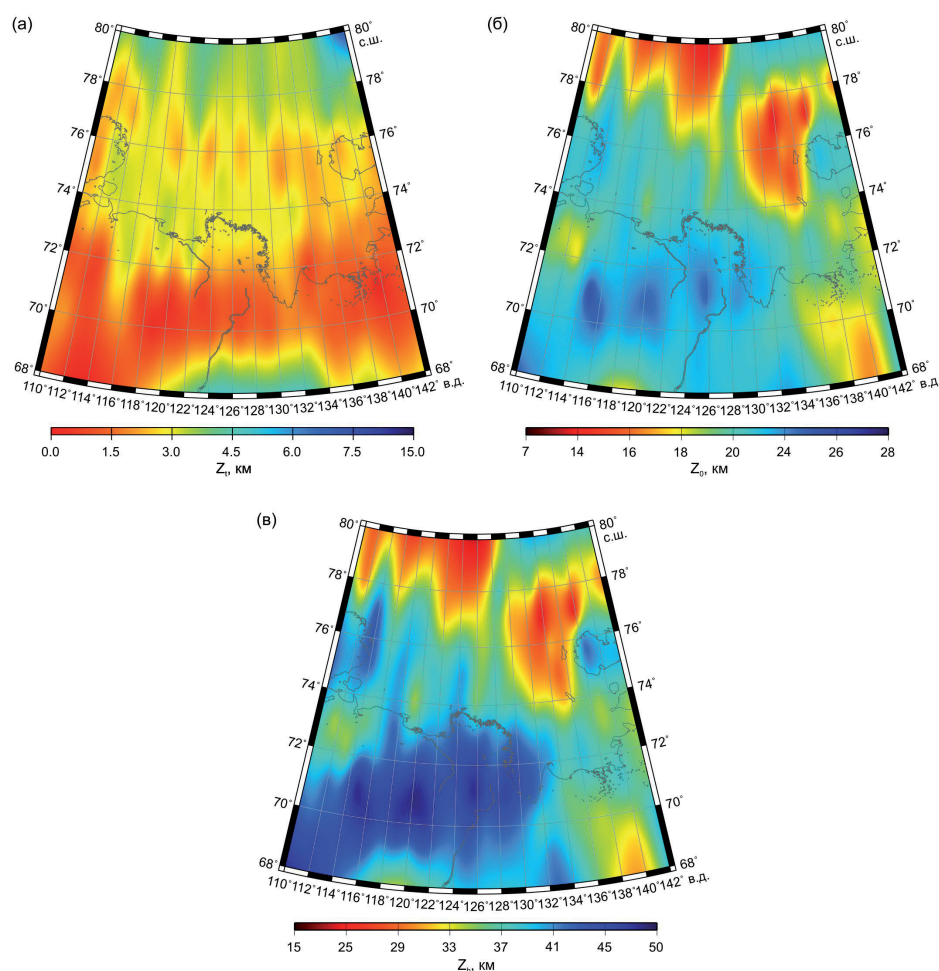


Рис. 1. Распределения глубин верхней границы (а), центра масс (б) и нижней границы (в) литосферных магнитных источников.

ми. Минимальные значения глубины (около 14 км) выявлены на востоке шельфа моря Лаптевых и под южными частями Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. Как и в случае с верхней границей, погрешности вычислений глубины центра масс распределены случайным образом от 0.2 до 2.2 км. Среднее значение погрешности составляет ~1.5 км.

Аналогичным образом выглядит и распределение глубины нижней границы литосферных магнитных источников (рис. 1 в). Максимальные глубины (45–48 км) приурочены к Сибирской платформе, Северному Верхоянью, дельте р. Лены. Локальные максимумы (>40 км) прослеживаются под Таймыром и Новосибирскими островами. Минимальные значения глубин (24–30 км) наблюдаются на востоке шельфа моря Лаптевых и под южными частями Евразийского бассейна. В западной части шельфа моря Лаптевых значения глубин нижней границы составляют примерно 37–39 км. Погрешности ее определения составляют от 0.4 до 4.5 км.

Полученное распределение глубины нижней границы литосферных магнитных источников, имея более высокое горизонтальное разрешение, неплохо согласуется с глобальной моделью из работы (Gard, Hasterok, 2021) и противоречит результатам (Li et al., 2017; Lu et al., 2022), рассчитанным в предположении фрактального характера распределения намагниченности в слое. При этом, учитывая имеющиеся распределения температуры в литосфере исследуемой территории (Artemieva, 2006; Lebedev et al., 2017), основанные на независимых геофизических данных, оценки глубин из работ (Li et al., 2017; Lu et al., 2022) выглядят явно заниженными для Сибирской платформы (10–25 км) и, напротив, завышенными для шельфа моря Лаптевых (40–45 км).

Полученные нами результаты свидетельствуют о более сильном прогреве литосферы под Евразийским бассейном и восточной частью шельфа моря Лаптевых, характеризующимися повышенным уровнем современной сейсмической активности и растяжением литосферы, установленным по данным о механизмах очагов землетрясений (Seredkina, Melnikova, 2018).

Заключение

В работе выполнен спектральный анализ аномального геомагнитного поля, заданного глобальной моделью EMAG2v3, и на его основе получены оценки глубин центра масс, верхней и нижней границ литосферных магнитных источников для моря Лаптевых и сопредельных территорий. Результаты свидетельствуют о более сильном прогреве литосферы под Евразийским бассейном и восточной частью шельфа моря Лаптевых.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ, грант № 21-77-10070.

Литература

1. Середкина А.И., Филиппов С.В. Глубины залегания магнитных источников в Арктике и их связь с параметрами литосферы // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 7. С. 902–916. doi:10.15372/GiG2020162.
2. Artemieva I.M. Global $1^\circ \times 1^\circ$ thermal model TC1 for the continental lithosphere: Implications for lithosphere secular evolution // Tectonophysics. 2006. V. 461. P. 245–277. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2005.11.022>.
3. Gard M., Hasterok D. A global Curie depth model utilizing the equivalent source magnetic dipole method // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2021. V. 313. 106672. doi:10.1016/j.pepi.2021.106672.
4. Hussein M., Mickus K., Serpa L.F. Curie point depth estimates from aeromagnetic data from Death Valley and surrounding regions, California // Pure and Applied Geophysics. 2013. V. 170. P. 617–632. <https://doi.org/10.1007/s00024-012-0557-6>.
5. Laske G., Masters G., Ma Z., Pasyanos M. Update on CRUST1.0 - A 1-degree Global Model of Earth's Crust // Geophys. Res. Abstracts. 2013. V. 15. Abstract EGU2013-2658.
6. Li C.-F., Lu Y., Wang J. A global reference model of Curie-point depths based on EMAG2 // Scientific Reports. 2017. V. 7. 45129. doi:10.1038/srep45129.
7. Lebedev S., Schaeffer A.J., Fulla J., Pease V., Seismic tomography of the Arctic region: inferences for the thermal structure and evolution of the lithosphere. In: Pease, V., Coakley, B. (Eds.), Circum-Arctic lithosphere evolution // Geological Society, London.: Special Publications. 2017. V. 460. P. 419–440.
8. Lu Y., Li C.-F., Wang J., Wan X. Arctic geothermal structures inferred from Curie-point depths and their geodynamic implications // Tectonophysics. 2022. V. 822. 229158. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.229158>.

9. Meyer B., Chulliat A., Saltus R. Derivation and error analysis of the earth magnetic anomaly grid at 2 arc min resolution version 3 (EMAG2v3) // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2017. V. 18, P. 4522–4537. <https://doi.org/10.1002/2017GC007280>.
10. Núñez Demarco P., Prezzi C., Sánchez Bettucci L. Review of Curie point depth determination through different spectral methods applied to magnetic data // *Geophysical Journal International*. 2021. V. 224. No 1. P. 17–39. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa361>.
11. Okubo Y., Matsunaga T. Curie point depth in northeast Japan and its correlation with regional thermal structure and seismicity // *Journal of Geophysical Research*. 1994. V. 99. No B11. P. 22363–22371.
12. Pirttijärvi M., 2D Fourier domain operations, FOURPOT program. 2015. <https://wiki oulu.fi/x/0oU7AQ/>.
13. Ravat D., Pignatelli A., Nicolosi I., Chiappini M. A study of spectral methods of estimating the depth to the bottom of magnetic sources from near-surface magnetic anomaly data // *Geophysical Journal International*. 2007. V. 169. P. 421–434. doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03305.x.
14. Salazar J.M., Vargas C.A., Leon H. Curie point depth in the SW Caribbean using the radially averaged spectra of magnetic anomalies // *Tectonophysics*. 2017. V. 694. P. 400–413. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.11.023>.
15. Seredkina A.I., Melnikova V.I. New data on earthquake focal mechanisms in the Laptev Sea region of the Arctic-Asian seismic belt // *Journal of Seismology*. 2018. V. 22. No 5. P. 1211–1224. <https://doi.org/10.1007/s10950-018-9762-9>.
16. Tanaka A., Okubo Y., Matsubayashi O. Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia // *Tectonophysics*. 1999. V. 306. P. 461–470.

РАСТИТЕЛЬНОСТЬ МИКУЛИНСКОГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ В ВЕРХОВЬЯХ ВОЛГИ (ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ И ПАЛЕОКАРПОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ИЗ РАЗРЕЗОВ НА рр. БОЛЬШАЯ ДУБЕНКА И МАЛАЯ КОША)

Фоменко А.П.^{1,2,3}, Савельева Л.А.¹, Максимов Ф.Е.¹, Попова С.С.², Петров А.Ю.¹, Григорьев В.А.¹, Кузнецов В.Ю.¹

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, fomenko.antonina@gmail.com

² ФГБУ «ВСЕГЕИ» им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург

³ Ботанический институт им. В.Л. Комарова, Санкт-Петербург

Микулинское межледниковье, коррелирующее с земским интергляциалом в Западной и Центральной Европе, является последним межледниковьем на территории Восточно-Европейской платформы. По распространенному мнению микулинское межледниковье сопоставимо с морской изотопной подстадией (МИС) 5e (Shackleton, 1969). До сих пор геохронологические рамки этого временного интервала остаются предметом дискуссий, в том числе из-за ограниченного числа методов абсолютного датирования, которые могут быть применены к отложениям такого возраста. Одним из них является уран-ториевый (²³⁰Th/U) метод датирования. К настоящему времени ²³⁰Th/U методом получено несколько дат из органогенных слоев микулинских отложений (Максимов, Кузнецов, 2010; Максимов и др., 2020; Максимов и др., 2022; Rusakov et al., 2015). Было установлено, что протяженность последнего межледниковья лежит в интервале 130–96 тыс. лет (для пыльцевых зон М1–М7 по В.П. Гричуку (1961)). Тем не менее, необходимо проводить комплексные палеоботанические и геохронологические исследования континентальных отложений Русской Равнины, что позволит внести вклад в решение вопроса о временных рамках последнего межледниковья.

В 2020 и 2021 гг. коллективом лаборатории «Геоморфологических и палеогеографических исследований полярных и морских регионов им. В.П. Кеппена» Института наук о Земле СПбГУ проведены полевые работы (Максимов и др., 2020; Савельева и др., 2021) на территории Северо-Запада Восточно-Европейской Равнины с целью повторного изучения разрезов, описанных ранее и опубликованных в литературных источниках (Ананова и др., 1973; Семенов, Козлов, 1974; Чеботарева и др., 1961). Образцы отложений из разрезов на рр. Большая Дубенка и Малая Коша были отобраны на спорово-пыльцевой, палеокарпологический и ²³⁰Th/U анализы с высоким разрешением (через 2–4 см).

Подготовка проб для спорово-пыльцевого анализа проведена по стандартной методике с использованием тяжелой жидкости (Гричук, Заклинская, 1948). В каждую пробу добавлены таблетки-индикаторы *Lycopodium* (Stockmar, 1971). Из органогенных слоев (торфа и гиттии) по методике В.П. Никитина (1969) произведено выделение растительных макроостатков, их определение осуществлено с использованием атласов и эталонной коллекции современных карпоидов БИН РАН. Получен ²³⁰Th/U возраст органогенных слоев (Максимов и др., 2022).

Микулинские отложения из разреза на правом берегу р. Большая Дубенка (56°52'30,7" с. ш., 33°11'17,3" в. д.), подстилаемые и перекрытые моренными образованиями, были вскрыты в ходе геологического картирования во второй половине XX в. (Чеботарева и др., 1961). Спорово-пыльцевой анализ был выполнен М.А. Недошивиной с разрешением 20 см (Чеботарева и др., 1961). По его результатам выделены пыльцевые зоны М4–М7 согласно стратиграфической схеме, предложенной В.П. Гричуком для Русской Равнины (1961). Позже разрез был повторно изучен и более детально (интервал отбора образцов составил 10–15 см) опробован на спорово-пыльцевой анализ Е.Н. Анановой и Т.И. Казарцевой (Ананова и др., 1973). По его результатам зафиксированы зоны М3–М7. Кроме того, отмечено большее разнообразие определенных видов растительности, в том числе прибрежно-водных.

В 2020 г. коллективом лаборатории им. В.П. Кеппена СПбГУ вскрыты отложения мощностью 126 см, представленные (снизу вверх) 126–116 см – глинистым диамиктоном серо-голубым, с карбонатными включениями и гравием; 116–104 см – переходным от глинистого диамиктона к торфу слюем; 104–96 см – торфом черным, с большим количеством неразложившихся растительных остатков; 96–36 см – песчанистой гиттией сине-коричневатой, с растительными остатками; 36–30 см – алевритами темно-коричневыми, с пятнами ожелезнения; 30–14 см – алевритами серыми; 14–0 см – песчаным диамиктоном красно-бурым, с гравием, галькой и валунами.

Проведенные палеоботанические исследования позволили сделать вывод, что отложения начали формироваться в начале микулинского межледниковья (зона М1). Всего выделено девять палинологических комплексов, соответствующих климатостратиграфическим зонам М1–М7. Не зафиксирован переход от последнего межледниковья к валдайскому оледенению (зона М8). Вероятно, отложения, отвечающие этой зоне, были эродированы ледником (Фоменко и др., 2021).

Переход от московской эпохи оледенения к микулинскому межледниковью (зона М1) характеризовался распространением пионерной растительности, в том числе ивы и березки карликовой. Кроме того, отмечено обилие папоротников.

В первую половину начальной фазы межледниковья (зона М2) на территорию начали проникать мелколиственные породы, такие как береза. Среди хвойных пород отмечены сосна и ель. Тем не менее, леса были разреженными, встречена эфедра. Затем появился вяз (зона М3). Увеличилась роль березово-сосновых лесов, что многочисленными находками устьиц сосны и макроостатков березы. В травянистом покрове наблюдалось обилие и разнообразие видов. По берегам и на мелководьях образовавшегося в это время локального водоема произрастали умеренно-термофильные виды растений, такие как *Ceratophyllum demersum*, *Stratiotes aloides* и *Myriophyllum*, также встречены *Carex*, *Typha*, *Menyanthes trifoliata*. Далее (зона М4) господствовали леса, где основными доминантами являлись *Quercus robur* и *Ulmus*. Участие также принимали ясень и калина. В это время произошло резкое и значительное снижение разнообразия прибрежной и водной растительности.

В оптимум микулинского межледниковья последовательно развивались липовые (зона М5) и грабовые (зона М6) лесные сообщества с примесью ели. В подлеске произрастала лещина и ольха. О влажном и теплом климате свидетельствовало присутствие в сообществах *Humulus lupulus* и *Osmunda*. В локальном водоеме обитали кувшинковые.

В заключительный этап межледниковья (зона М7) возросла роль влаголюбивой ели. Кроме того, были распространены березово-сосновые леса. Значительное участие принимали термофильные породы деревьев и кустарников, среди которых граб, липа, вяз и лещина. Во влажных лесах произрастала осмунда и плауны.

Данные $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирования торфа и гиттии из разреза на р. Большая Дубенка позволяют предположить, что климатостратиграфическая зона М4 отвечает завершению подстадии МИС-5е (Фоменко и др., 2021).

Упоминания о микулинских отложениях из разреза на правом берегу р. Малая Коша (56°43'27,6" с. ш., 33°44'29,0" в. д.) впервые были встречены в трудах XIX и XX вв. (Семененко, Козлов, 1974). Позже обнажение было детально изучено в ходе геологического картирования территории во второй половине XX в. Кроме того, М.А. Недошивиной проведен спорово-пыльцевой анализ отложений. Зафиксированы зоны М1–М4 микулинского межледниковья (Чеботарева и др., 1961). С целью уточнения относительного возраста отложений Е.Н. Анановой и Т.И. Казарцевой были выполнены повторные палинологические исследования, по результатам которых зафиксированы пыльцевые зоны М3–М6 (Ананова и др., 1973).

В 2021 г. коллективом лаборатории им. В.П. Кеппена СПбГУ были продолжены полевые работы в Верховьях Волги, по результатам которых изучены отложения микулинского возраста на р. Малая Коша близ дер. Лошаково. Снизу вверх вскрыты отложения мощностью 260 см: 260–230 см – глины серо-голубые; 230–220 см – переходный слой между глинами и гиттией; 220–38 см – гиттия темно-синяя; 38–0 см – суглинок серый.

Результаты микропалеонтологических исследований позволили выделить семь палинологических комплексов, соответствующих климатостратиграфическим зонам М1–М6.

Согласно результатам спорово-пыльцевого анализа во время зоны М1 накапливались глины. Пионерная растительность была в основном представлена березой карликовой.

В начальную фазу межледниковья на изучаемой территории произрастали березово-сосновые леса с участием ивы (зона М2). В кустарничковом ярусе произрастала эфедра. Далее (зона М3) в лесные сообщества проникли широколиственные породы, такие как вяз, дуб и граб. Отмечено появление прибрежно-водных видов растительности, а именно *Potamogeton* и *Sparganium*. Во вторую половину начальной фазы (зона М4) накапливались осадки локального водоема. Господствовали дубовые леса с примесью ольхи и лещины. Увеличилось разнообразие прибрежно-водной растительности, появились *Myriophyllum*, *Nuphar* и *Menyanthes trifoliata*.

В оптимум межледниковья на территории были широко распространены широколиственные породы деревьев. В лесных сообществах также встречался ясень и лещина. Первые результаты изучения карпологических остатков свидетельствуют о распространении дуба, липы и ольхи на изучаемой территории. Кроме того, в отложениях обнаружены плоды хвойных деревьев. Увеличилось разнообразие водной растительности.

В настоящее время проводятся геохронологические исследования органогенных отложений из разреза на р. Малая Коша для получения $^{230}\text{Th}/\text{U}$ возраста.

Спорово-пыльцевые спектры изученных разрезов, отражают типичную смену доминант в лесных сообществах, характерную для последнего межледниковья (Гричук, 1961). Анализ и сравнение спорово-пыльцевых диаграмм разрезов на рр. Большая Дубенка и Малая Коша показали, что пыльца хвойных пород деревьев в отложениях из разреза на р. Малая Коша присутствует на протяжении всего периода межледниковья. Кроме того, встречены плоды хвойных деревьев в климатостратиграфической зоне М5. Вероятно, это свидетельствует о локальном распространении растительности на данной территории. Помимо этого, абсолютные значения концентрации пыльцы в отложениях из разреза на р. Большая Дубенка значительно превышают значения, рассчитанные для отложений из разреза на р. Малая Коша. По всей видимости, это связано с тем, что отложения на р. Малая Коша не были подвергнуты уплотнению посредством валдайского ледника.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ №20-05-00813 «Уранториевый возраст и история развития растительности начальных, оптимальных и конечных фаз микулинского межледниковья на Северо-Западе Русской равнины».

Литература

1. Ананова Е.Н., Заррина Е.П., Казарцева Т.И., Краснов И.И. Новые данные по стратиграфии межледниковых отложений на реках Малая Коша и Большая Дубенка (верховья Волги) // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1973. № 40. С. 22–34.
2. Гричук В.П., Заклинская Е.Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М. Изд-во: ОГИЗ. 1948. 223 с.
3. Гричук В.П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений // Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений Северо-Запада Русской равнины. М. 1961. С. 25–71.
4. Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю. Новая версия $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирования верхне- и среднееоплейстоценовых погребенных органогенных отложений // Вестник СПбГУ. 2010. Сер. 7. Вып. 4. С. 94–107.
5. Максимов Ф.Е., Савельева Л.А., Левченко С.Б., Григорьев В.А., Петров А.Ю., Фоменко А.П., Хребтневский В.В., Кузнецов В.Ю. К вопросу о хронологии микулинского межледниковья на Северо-Западе Русской Равнины // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2020. Вып. 7. С. 322–326. doi:10.24411/2687-1092-2020-10752.
6. Максимов Ф.Е., Савельева Л.А., Попова С.С., Зюганова И.С., Григорьев В.А., Левченко С.Б., Петров А.Ю., Фоменко А.П., Панкратова Л.А., Кузнецов В.Ю. Хроностратиграфическое положение микулинских отложений в опорном разрезе у д. Нижняя Боярщина (Смоленская область) по данным их $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирования и палеоботанического изучения // Известия РАН. Сер. геогр. 2022. № 3. С. 447–469. doi: 10.31857/S2587556622030116.

7. Никитин В.П. Палеокарпологический метод (Руководство по методике изучения ископаемых семян и плодов). Томск. Изд-во: Томского ун-та. 1969. 81 с.
8. Савельева Л.А., Фоменко А.П., Максимов Ф.Е., Петров А.Ю., Григорьев В.А., Попова С.С., Костромина Н.А., Кузнецов В.Ю. Новые данные о геохронологии микулинского межледниковья на основе изучения разрезов Северо-Запада Русской Равнины // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2021. Вып. 8. С. 355–358. doi:10.24412/2687-1092-2021-8-355-358.
9. Семененко Л.Т., Козлов В.Б. Об условиях залегания микулинских отложений у д. Лошаково на р. Малая Коша // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. М. Изд-во: Наука. 1974. С. 154–158.
10. Фоменко А.П., Савельева Л.А., Максимов Ф.Е., Петров А.Ю., Григорьев В.А., Попова С.С., Кузнецов В.Ю. Термический максимум микулинского межледниковья по результатам палинологического изучения отложений разреза на р. Большая Дубенка (Тверская область) // Пути эволюционной географии – 2021: Материалы II Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко М. Изд-во: Институт географии РАН. 2021. С. 852–855.
11. Чеботарева Н.С., Недошивина М.А., Столярова Т.И. Московско-валдайские (микулинские) межледниковые отложения в бассейне Верхней Волги и их значение для палеогеографии // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 1961. № 26. С. 35–49.
12. Rusakov A., Nikonov A., Savelieva L., Simakova A., Sedov S., Maksimov F., Kuznetsov V., Savenko V., Starikova A., Korkka M., Titova D. Landscape evolution in the periglacial zone of Eastern Europe since MIS5: Proxies from paleosols and sediments of the Cheremoshnik key site (Upper Volga, Russia) // Quaternary International, 2015. V. 365. P. 26–41. doi: 10.1016/j.quaint.2014.09.029.
13. Shackleton N.J. The last interglacial in the marine and terrestrial records // Proceedings of the Royal Society. London. 1969. Series B. V. 174. P. 135–154.
14. Stockmarr J. Tablets with spores used in absolute pollen analysis // Pollen et Spores. 1971. V. 13. P. 615–621.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЖИЛЬНОГО КВАРЦА ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КЫРИНСКОГО РАЙОНА (ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Шашкова Е.Н.

Воронежский государственный университет, Воронеж, katerpupper@gmail.com

Введение

В работе представлены результаты анализа морфогенетических особенностей кварцевых друз и молочно-белого кварца из зоны Шивычинского разлома, находящегося вблизи ручья Бырца Кыринского района (Забайкалье), стали ясны морфологические особенности данных образцов. Для кварцевой друзы характерна молочная и дымчатая окраска кристаллов, а также, в меньшем количестве, буроватая и бледно-фиолетовая. Гексагональная форма кристаллов говорит о том, кристаллизация происходила при температуре свыше 573°C . Помимо этого, было выявлено о наличии примесей. Исследования, выполненные в ходе работы, могут являться косвенными признаками при поисковых работах по нахождению золоторудных запасов.

Цель работы

Целью данной работы является установление типоморфизма жильного кварца золоторудного месторождения Кыринского района. Объектом исследования служат образцы кварцевых друз и сливного кварца из жил Шивычинского разрывного нарушения вблизи ручья Бырца. Типоморфные признаки кварца могут являться косвенным указанием на рудопроявление золота в ходе поисковых работ на золоторудных проявлениях подобного типа.

К золото-сульфидной рудной формации в Забайкальском крае относится большинство золоторудных месторождений, например, Дарасунское, Итакинское, Ключевское, Галатуйское, Верхне-Алиинское, и другие не крупные месторождения и проявления. Значительное количество различий в конкретных геологических условиях локализации, морфологии и состава рудных тел предполагают выделение внутри рассматриваемой формации еще трех субформаций: золото-полисульфидно-кварцевой (дарасунский тип), золото-турмалинсульфидно-кварцевой порфириновой (ключевский тип) и золото-магнетит-кварцевой (карийский тип). Вышеперечисленные типы месторождений рассматриваются как разноглубинные части в общей схеме вертикальной зональности рудообразующей системы с золото-сульфидно-кварцевым оруденением.



Рис. 1. (А) – Кварцевая друза; (Б) – молочно-белый сливной кварц.

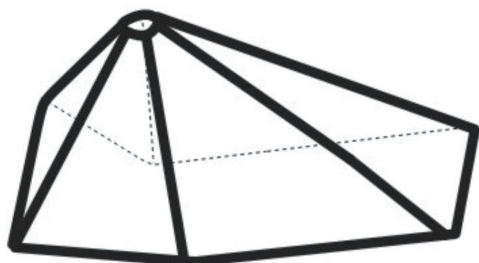


Рис. 2. Схематическое изображение кристалла кварца.

На основании проведенных исследований выявлено два типа морфогенетических типа жильного кварца: 1) молочной-белый сливной кварц (рис. 1 Б), 2) кварцевая друза с различными включениями в кристаллах (рис. 1 А).

Молочно-белый сливной кварц в жилах представляет собой наиболее распространённый морфогенетический тип в местах отбора образцов. Образование жил является указанием на приуроченность к зонам радиально-концентрическим разрывам и зонам проходящих разломов в стволовой зоне рудоносной системы [2].

Сросток кварца в виде друзы имеет размер $4 \times 3 \times 1.5$ см. Кристаллы, входящие в состав друзы, имеют разный размер, а так же форму гексагональных пирамидок. (рис. 2) Самый крупный кристалл в друзе обладает следующими параметрами: $0.9 \times 0.5 \times 0.1$ см. На плоскостях граней кристаллов находятся холмики роста. При оптическом увеличении при помощи микроскопа можно наблюдать несколько оттенков кристаллов: бу-

роватый, бледно-фиолетовый, темно-серый, и молочный. Строение молочных кристаллов отлично от тех, что представлены дымчатым, буроватым и бледно-фиолетовым цветами. Такого вида явление объяснимо законом геометрического отбора, исходя из которого преимущественно в развитии об-ладают кристаллы, расположенные перпендикулярно подложке [3].

При наблюдении за последовательностью роста кристаллов, выделяются разновидности в их цвете. В образце отмечаются кристаллы буроватого, темно-серого, бледно-фиолетового и молочного цветов. В процентном соотношении около 45 % соответствуют темно-серому цвету, 45 % молочному, 9 % буроватому, 1 % бледно-фиолетовому.

Буроватый оттенок кристаллов кварца объясняется тем, что кварцево-жильные тела с повышенным содержанием золота имеют интенсивно ожелезненные разности. Гидроокислы железа наподобие пятнистой «пропитки», пленок по трещинам представлены чаще всего сульфидами. Нахождение кварца вышеописанного типа является обязательным фактором на рудопроявление золота. (рис. 3 А) [2].

Бледно-фиолетовый цвет в большинстве случаев имеет свое образование вследствие облучения кварца, в составе которого имеются примеси железа и/или марганца. Облучение характеризуется тем, что происходит «вырывание» одного из спаренных электронов и образуется дырочный центр окраски. Затем «вырванный» электрон оказывается захваченным другой позицией в кристалле, но не вызывает дополнительного поглощения света. При поглощении света или при нагревании аметист теряет свою первоначальную окраску, но при этом становится бесцветным или желтым. А при повторном облучении рентгеновскими лучами возвращается в свою прежнюю окраску (рис. 3 Б) [1].

Кристаллы молочного цвета кварца имеют повсеместное распространение в месторождениях гидротермального типа. Образование подобного цвета предопределено, в первую очередь, наличием содержания микроскопических жидкостей и газов. Зачастую в жидких включениях наблюдается подвижный пузырек газа или кристалликов NaCl. При нагревании до определенной температуры, сначала происходит исчезновение кристалликов хлорида натрия, а затем и пузырьков газа. Далее происходит переход в жидкую фазу, которая при охлаждении становится неоднородной и снова появляются газовые включения. Во вторую очередь, образование молочного оттенка обусловлено сильной трещиноватостью, возникшей при динамических воздействиях (рис. 3 В) [1].

Темно-серый цвет кристаллов образуется за счет того, что природный кварц зачастую имеет в своем составе примеси в виде алюминия. Для приобретения кристаллу подобной окраски необходимы неспаренные электроны, подвергшиеся рентгеновскому или гамма облучению. При облуче-

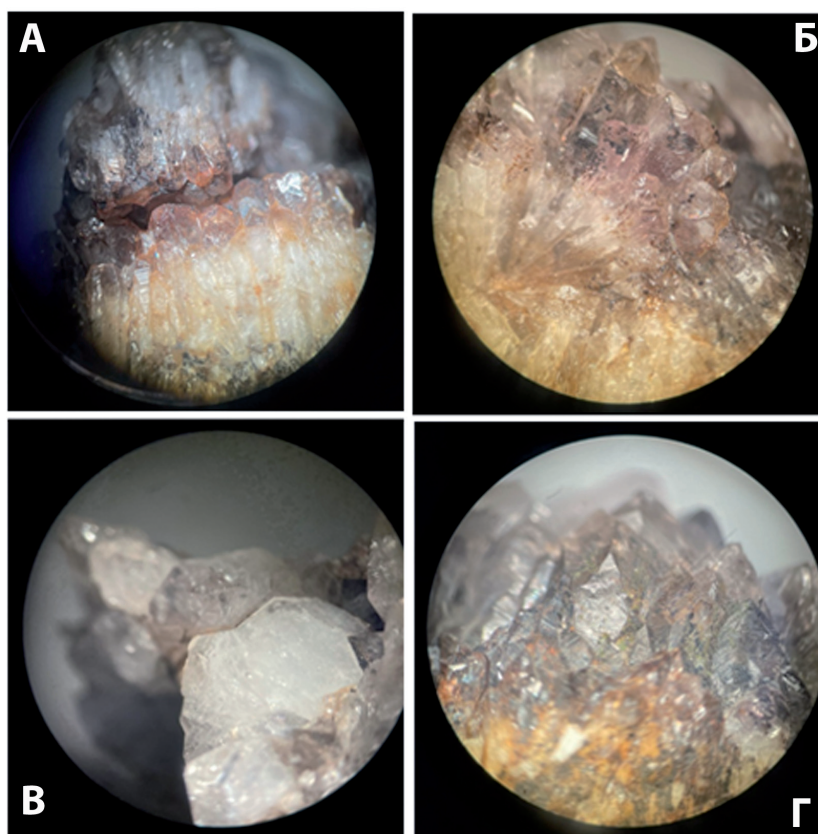


Рис. 3. А – буроватый кварц; Б – бледно-фиолетовый кварц; В – молочный кварц; Г – дымчатый кварц.

нии такого типа происходит замещение ионов четырехвалентного кремния на ионы трехвалентного алюминия, что приводит к «вырыванию» электрона и образованию дырочного центра окраски. Новообразованный центр окраски не вызывает дополнительного поглощения света. Однако, при нагревании неспаренный электрон становится подвижным и может вернуться в первоначальную позицию, что приведет к потере дымчатости. Подобного характера процесс происходит в природных условиях, где источниками могут служить радиация, которая при длительном времени приводит к изменению окраски. Но подобные опыты были проведены и в лабораторных условиях, но результаты были одни и те же (рис. 3 Г) [1].

Жильный кварц золоторудного месторождения Кыринского района можно охарактеризовать кварцевыми друзами и сливным кварцем. Для друзы характерно наличие нескольких оттенков кристаллов, среди которых преобладают дымчатый и молочный, но так же присутствуют зерна буроватого и бледно-фиолетового цветов. Кристаллы имеют гексагональную форму, свойственную для температуры кристаллизации свыше 573°C . В свою очередь, имеется наличие примесей в виде марганца, алюминия, флюидных включений, кристалликов хлорида натрия и гидроокислов железа. Подобное явление объяснимо тем, что преобладают гидротермальные факторы в ходе кристаллизации жильного кварца, которые могут являться косвенным признаком нахождения золоторудных запасов при поисковых работах.

Литература

1. О'Доноху М. Кварц: перевод с англ. М. Изд-во: Мир. 1990. 136 с.
2. Лекции по генетической минералогии [Электронный ресурс]. URL: <https://www.geokniga.org/books/25917> (Дата обращения: 10.04.2022).
3. Типоморфные признаки жильного кварца при поисках золоторудных (на примере западного склона Южного урала) [Электронный ресурс]. URL: <https://cyberleninka.ru/article/n/tipomorfnye-priznaki-zhilnogo-kvartsa-pri-poiskah-zolotorudnyh-obektov-na-primere-zapadnogo-sklona-yuzhnogo-urala> (Дата обращения: 13.04.2022).

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЙ ПРОФИЛЬ ВЕРХОВОГО БОЛОТА ЛЕСОСТЕПНОЙ ЗОНЫ (ЮГ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

Шварцева О.С.¹, Гаськова О.Л.², Богуславский А.Е.²

¹ Тюменский государственный университет, Тюмень, o.s.shvarceva@utmn.ru

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения РАН, Новосибирск, gaskova@igm.nsc.ru, boguslav@igm.nsc.ru

Введение

Западная Сибирь – уникальный регион, лидирующий во всем мире по масштабам проявления заболачивания, которое наблюдается и в настоящее время. Так, согласно (Veretennikova et al., 2021), скорость вертикального прироста торфа изменяется от 0.39 до 2.62 мм/год. Источником поступления химических элементов в болотные системы являются атмосферные осадки, привнос с поверхностным стоком и питание грунтовыми водами. Растворимые соединения содержатся преимущественно в атмосферных осадках, нерастворимые поступают в виде глинисто-алевритной фракции минералов и коллоидных фракций органоминеральных комплексов Fe и Al, контролирующих перенос большой группы микроэлементов (Pokrovsky et al., 2005; Bobrov et al., 2019). Исследования процессов образования торфа и источников элементов являются ключевыми моментами в построении концепции эволюции природных экзогенных процессов в регионе. Данные о концентрациях микроэлементов в профиле торфяных отложений могут использоваться как для оценки загрязнения окружающей среды в течение продолжительного времени, так и для отслеживания источников поступления веществ (Bogush et al., 2019). Кроме того, понимание форм миграции элементов и физико-химических процессов, происходящих на границе вода-твердое вещество, необходимо для прогнозирования накопления элементов на геохимических барьерах и формирования облика диагенетических изменений осадков.

Одним из основных факторов, влияющих на аккумулярующую способность торфа, является наличие огромного количества гумусовых веществ, характеризующихся высокой абсорбционной способностью (Shvartseva et al., 2022; Boguslavsky et al., 2020). Органические отложения торфа должны быть охарактеризованы с учетом многих параметров геологической среды, таких как состав вод, pH и Eh условия, ботанический состав, микробиологические процессы и т. д. (Rudmin et al., 2018). Органическое вещество в отложениях торфа выступает в качестве биогеохимического барьера, концентрирующего большой спектр поступающих элементов, как благородных драгоценных металлов, так и потенциально токсичных элементов и даже редкоземельных элементов. Несмотря на многочисленные свидетельства концентрации химических элементов в торфяных отложениях, механизмы этого процесса, роль в нём органического вещества, а также вопросы, касающиеся форм нахождения и источников элементов в торфе, до сих пор плохо изучены. В связи с этим в последнее время активно проводятся комплексные геохимические исследования полных голоценовых разрезов болот лесостепной и южно-таежной зон Западной Сибири (Leonova et al., 2021; Veretennikova et al., 2021).

Нами был подробно изучен гидрогеохимический профиль до глубины 310 см верхового торфяного сосново-кустарниково-сфагнового болота Убинское лесостепной зоны юга Западной Сибири возрастом 4.5–5.5 тыс. лет (средний голоцен). Отложения представлены в основном однородными темно-коричневыми растительными остатками средней степени разложения. Верхняя часть керна (0–145 см) состоит из *Sphagnum fuscum*, нижняя часть (145–310 см) состоит из *Sphagnum teres* с прослойкой древесного лигнина богатой органическим веществом (172–275 см). Подстилающие органоминеральные отложения (ниже 310 см) представлены суглинками с торфяными включениями.

Методы анализа

Два параллельных керна торфяных отложений были отобраны в центральной части Убинского торфяника (N55°18,211'; E79°42.711') с помощью торфяного бура. Сразу на точке с интервалом в 5 см были измерены pH, Eh и температура с использованием портативного анализатора Hanna Instruments. КERN был разделен на 10 интервалов: 0–134, 134–145, 145–163, 163–166, 166–172, 172–178, 178–192, 192–198, 198–275, 275–286 и 286–310 см в соответствии с изменением параметров среды, окраски, влажности и плотности материала. Пробы были герметично упакованы в полиэтиленовую пленку и в течение суток доставлены в лабораторию для проведения аналитических работ. В соответствующих интервалах отжимались поровые воды с помощью зуботехнического пресса под давлением 150 бар. При отжиме более 50 мл, раствор анализировался на макро- и микрокомпонентный состав; при отжиме менее 50 мл, раствор фильтровался через мембранный фильтр 0.45 мкм, затем подкислялся азотной кислотой марки ОСЧ до pH 2 для микрокомпонентного анализа.

Неустойчивые параметры болотных вод измерялись на точке, затем 15 мл раствора фильтровалось через мембранный фильтр 0.45 мкм, подкислялось азотной кислотой марки ОСЧ до pH 2 для микрокомпонентного анализа. На макрокомпонентный и органический углерод отбирались 1.5 л болотной воды в пластиковые бутылки.

Микрокомпонентный состав всех растворов определялся методом масс-спектрометрии высокого разрешения с индуктивно связанной плазмой (ICP MS) (ELEMENT FINNIGAN MAT), анализ анионного состава проводился титриметрическим методом и методом капиллярного электрофореза (Капель 105М).

Химический состав болотных и поровых вод

Болотные воды Убинского торфяника по преобладающим ионам относятся к хлоридно-сульфатному классу группе кальция, по щелочно-кислотным условиям – к классу кислых, по величине общей минерализации – к семейству ультрапресных вод (табл. 1). Низкие значения pH (3, 4) болотных вод обусловлены разложением органических веществ, приводящим к поступлению в воду CO₂, фульво- и гуминовых кислот и других органических соединений. Распределение Eh-pH параметров и основных ионов в поровых водах верхней части разреза (до 163 см) торфяника представлено также в таблице 1. По сравнению с болотной водой, в поровых водах вниз по разрезу увеличивается pH до 5.5, Eh уменьшается вплоть до отрицательных значений -200 mV. Значительный скачок минерализации поровых вод происходит также в этом горизонте за счет роста концентраций анионов NO₃⁻, HCO₃⁻, SO₄²⁻, а также Ca²⁺. Очевидно, что здесь существенно меняется химический состав поровых вод, и они становятся сульфатно-нитратно-гидрокарбонатными группы кальция. Сульфат-ион составляет в среднем по разрезу 51 % от суммы всех анионов, на долю кальция в среднем приходится 55 % от суммы всех катионов.

Рост минерализации с глубиной, а также изменение отношений между основными катионами и анионами являются отражением диагенетического преобразования торфа (рис. 1). Круговая диаграмма показывает соотношения в %-экв., необходимых для расчета ионно-обменных и окислительно-восстановительных реакций, что позволяет более наглядно увидеть, что с глубиной Mg уступает первенство кальцию, а хлорид-ион – сульфату и нитрату.

Еще ранее было отмечено, что в торфах верховых болот Барабинской лесостепи установлено увеличение содержания N и S вниз по разрезам, что может быть обусловлено как изменением вещественного состава ОВ, так и аутигенным минералообразованием (Мальцев и др., 2018). Известно, что нитраты являются одним из продуктов минерализации органического вещества при диагенезе.

В распределении компонентов поровых вод и Eh-pH параметров на всю глубину разреза по горизонтам прежде всего отмечается, что в поровых водах сохраняется восстановительная обстановка в горизонтах 145–310 см, pH достигают нейтральных значений 7, а Eh минимума (-200 mV) на глубине 200 см. Значительные всплески концентраций зафиксированы для Ca, Sr, Ba, Mg and Na.

Среди микрокомпонентов отмечались отчетливые пики для Zn, Mn, As, V, B и менее выраженные для Cu, Tl. Известно, что алюминий может играть роль индикатора абиогенного, т. е. терриген-

ного континентального стока (Yudovich, Ketris, 2011). Тогда, сравнив поведение Al с поведением Cu, Tl, As, Zn и V, можно заключить, что они являются следствием антропогенной нагрузки на болотную экосистему в XX–XXI вв. Кроме того, Tl и As часто связаны с сульфидами, прежде всего пиритом, поэтому увеличение его содержаний в поровых водах верхних горизонтов может быть также следствием растворения сульфидов.

Таблица 1. Основные гидрохимические показатели (мг/л) болотных и поровых вод Убинского торфяника до глубины 163 см.

| Горизонт | pH | Eh, мВ | M | HCO ₃ ⁻ | SO ₄ ²⁻ | Cl ⁻ | K ⁺ | Ca ²⁺ |
|------------|------------------|-----------------|------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|------------------|----------------|------------------|
| Бол. вода | 3.4 | 144 | 47.7 | 2.44 | 8.45 | 15.4 | 2.2 | 7.5 |
| 0–18 см | 4.0 | 254 | 118.9 | 3.7 | 27.3 | 29.9 | 7.1 | 29 |
| 134–145 см | 4.5 | 135 | 116.7 | 18.3 | 35 | 10.5 | 2 | 36 |
| 145–163 см | 5.5 | -134 | 190.7 | 22.0 | 80 | 13.5 | 2.7 | 51 |
| Горизонт | Mg ²⁺ | Na ⁺ | NH ₄ ⁺ | NO ₃ ⁻ | PO ₄ ³⁻ | C _{орг} | Br | Эл.пр. |
| Бол. вода | 6.7 | 5 | 0.51 | 1.91 | 0.52 | 128.3 | – | 0.099 |
| 0–18 см | 5.9 | 16 | < 0.05 | 0.37 | 0.35 | – | < 0.05 | 0.203 |
| 134–145 см | 7.8 | 7.1 | 0.7 | 6.5 | 0.15 | – | 0.06 | 0.175 |
| 145–163 см | 12.5 | 9 | 0.15 | 35 | 0.17 | – | 0.08 | 0.237 |

Примечание. Бол. вода – болотная вода, Эл.пр. – электропроводимость (mS/см), M – минерализация. Прочерк – отсутствие данных.

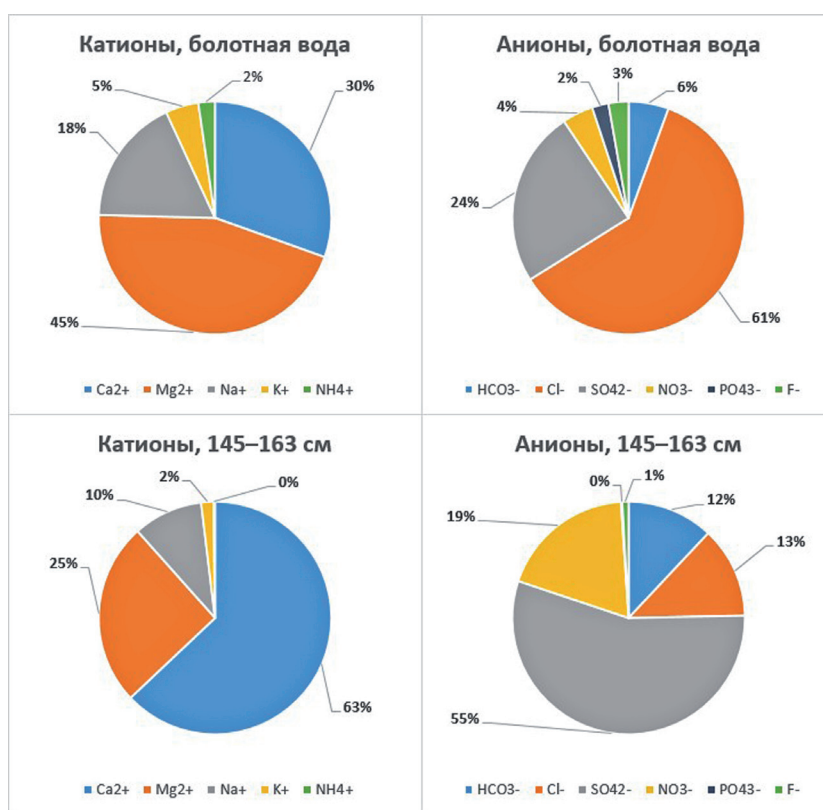


Рис. 1. Изменение основного ионного состава болотных и поровых вод (%-экв).

Степень разложения торфа определяет наличие подвижного бора. Изменение его содержания в поровых водах (горизонты 145–166 см) может служить индикатором степени трансформации торфяной залежи с уменьшением вглубь по разрезу. Также были зафиксированы феноменально высокие концентрации цинка в поровых водах в горизонте 163–166 – более 10 мг/л (в 10 раз выше ПДК).

Высокое заражение цинком верховых болот Барабинской лесостепи отмечалось и ранее (Мальцев и др., 2018). В болотной воде среди микрокомпонентов отмечались высокие концентрации Al и Fe, ПДК которых для питьевой воды равны 0.5 и 0.3 мг/л, соответственно. Поскольку они образуют сильные комплексы с органическими кислотами, возможно это является причиной.

Выводы

Проведенные исследования показали, что с глубиной происходит смена химического состава вод торфяника с хлоридно-сульфатного класса группы кальция на сульфатно-нитратно-гидрокарбонатный класс группы кальция, при этом минерализация увеличивается от 50 до 200 мг/л за счет роста концентраций анионов NO_3^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} , а также Ca^{2+} . Отмечаются изменения окислительно-восстановительного потенциала с положительных к отрицательным значениям, pH возрастает с 3.4 до 7. В процессе торфообразования диагенез оторфованных остатков растительности и разрушение ряда минералов приводит к повышению в слабо кислых (pH 4–4.5) поровых водах верхней части разреза (0–18 см) концентраций Al, Fe, P и Si, тогда как с глубиной отмечаются пики Zn, Mn, As, V, B, и в меньшей степени Cu, Tl, связанные с высокой техногенной нагрузкой на болотную экосистему.

Работа выполнена в рамках программы развития Тюменского государственного университета (программа стратегического академического лидерства «Приоритет-2030») и в рамках государственного задания ИГМ СО РАН.

Литература

1. Мальцев А.Е., Леонова Г.А., Рубанов М.В., Преис Ю.И., Бобров В.А. Экогеохимия голоценовых разрезов верховых болот Барабинской лесостепи Западной Сибири (Новосибирская область) // Вопросы естествознания. 2018. Т. 3. № 17. С. 86–92.
2. Bobrov V.A., Budashkina V.V., Melgunov M.S., Leonova G.A., Maltsev A.E. Natural and technogenic radioisotopes and microelements in the section of peat accumulation of the Dulikha peat bog (Cisbaikalia): Retredictions of atmospheric inputs of mineral matter // *Geology and Mineral Resources of Siberia*. 2019. V. 2. P. 93–102 <https://doi.org/10.20403/2078-0575-2019-2-93-102>.
3. Bogush A.A., Bobrov V.A., Klimin M.A., Bychinskii V.A., Leonova G.A., Krivonogov S.K., Kondrat'eva L.M., Preis Yu.I., Sedimentation and Accumulation of Elements in the Vydrino Peat Bog (southern Baikal region) // *Russian Geology and Geophysics*. 2019. V. 60(2). P. 194–208.
4. Boguslavsky A.E., Gaskova O.L., Naymushina O.S., Popova N.M., Safonov A.V., Environmental monitoring of low-level radioactive waste disposal in electrochemical plant facilities in zelenogorsk, Russia // *Applied Geochemistry*. 2020. V. 119. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2020.104598>.
5. Leonova G., Maltsev A.E., Preis Y.I., Miroshnichenko, L.V. Biogeochemistry of holocene peatlands in the baraba forest-steppe (southern West Siberia) // *Applied Geochemistry*. 2021. V. 124. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2020.104811>.
6. Pokrovsky O.S., Dupre B., Schott J. Fe–Al-organic colloids control of trace elements in peat soil solutions: results of ultrafiltration and dialysis // *Aquatic Geochemistry*. 2005. V. 11. P. 241–278. <https://doi.org/10.1007/s10498-004-4765-2>.
7. Rudmin M., Ruban A., Savichev O., Mazurov A., Dauletova A., Savinova O. Authigenic and detrital minerals in peat environment of Vasyugan swamp, Western Siberia // *Minerals*. 2018. V. 8 (11). <https://doi.org/10.3390/min8110500>.
8. Shvartseva O., Skripkina T., Gaskova O., Podgorbunskikh E. Modification of natural peat for removal of copper ions from aqueous solutions // *Water (Switzerland)*. 2022. V. 14(13). <https://doi.org/10.3390/w14132114>.
9. Veretennikova E.E., Kuryina I.V., Dyukarev E.A., Golovatskaya E.A., Smirnov S.V. Geochemical features of peat deposits at oligotrophic bogs in the southern taiga subzone of West Siberia // *Geochemistry International*. 2021. V. 59(6). P. 618–631. <https://doi.org/10.1134/S0016702921050098>.
10. Yudovich Ya.E., Ketris M.P. Geochemical indicators of lithogenesis. Syktyvkar: Geoprint. 2011. 742 p.

ТИПИЗАЦИЯ КВАРЦА ИЗ ЖИЛ БАЙКАЛО-ВИТИМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Шкуро Я.А.¹, Бибко А.А.^{1,2}, Кунгулова Э.Н.¹

¹ Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, shkuro.yana@gmail.com

² Институт физики прочности и материаловедения Сибирского отделения РАН, Томск

Объектом исследования выступают кварцево-жильные образования, приуроченные к тектоническим трещинам, связанным с развитием надвиговых и сдвиговых деформаций зоны сочленения Байкало-Муйской и Баргузино-Витимской структурно-формационных зон Центрально-Азиатского складчатого пояса (Байкало-Витимской складчатая система). Двадцать проб кварца были отобраны из разноориентированных жил, которые отличаются по составу вмещающих пород (Kungulova et al., 2019). Жильный кварц проанализирован методами рентгенолюминесценции и ИК-спектроскопии с целью его типизации по содержанию микропримесей и выявления геохимических особенностей. Исследования выполнены на оборудовании Томского регионального центра коллективного пользования Национального исследовательского Томского государственного университета (грант Министерства науки и высшего образования РФ № 075-15-2021-693 (№ 13.ЦКП.21.0012)).

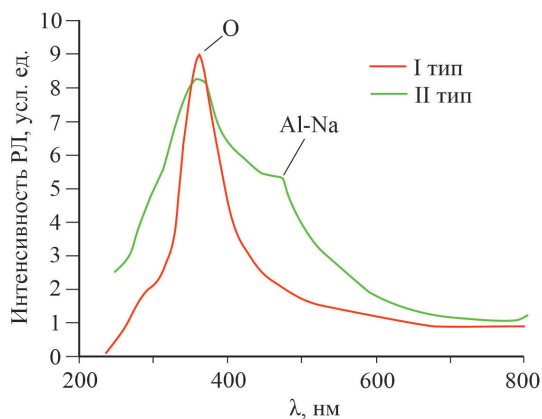


Рис. 1. Характерные спектры рентгенолюминесценции двух типов кварца.

В исследуемых образцах обнаружена рентгенолюминесценция (РЛ) во всем оптическом диапазоне длин волн 200–800 нм (рис. 1). Фиксируется разделение проб жильного кварца на два типа (табл. 1). Спектр рентгенолюминесценции первого типа кварца показывает, что вакансии кислорода перекрываются экситонным центром. Кроме того, для этого типа характерно присутствие межзельного кислорода, который распознается под влиянием прокаливания в диапазоне 360–370 нм (Матросов, Погорелов 1977). Второй тип кварца характеризуется наличием Al-Na центров излучения в пределах 400–440 нм и фиксирует вакансии кислорода.

Таблица 1. Параметры РЛ кварца для различных типов кварца.

| Тип | Длина волны (нм) при которой происходит активация люминесцентного центра и его интенсивность (у. е.) | | | |
|--------|------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|------------------------|------------------------|
| | РЛ 1 | РЛ 1-1 | РЛ 2 | РЛ 2-1 |
| I тип | 315 нм, 3 | 315 нм, 3 | 362 нм, 9 | 362 нм, 7 |
| II тип | 343 нм, 8 | 431 нм, 6 | 362 нм, 8 428 нм, 5 | 362 нм, 8 428 нм, 5 |

По данным ИК-спектроскопии выделяется так же два типа кварца. Отличия наблюдаются в характере пиков на ИК-спектрах кварца в диапазонах длин волн 3800–3200 см⁻¹ и 1300–400 см⁻¹.

Присутствие Al-Na центров излучения указывает на восстановительные условия формирования второго типа кварца. В свою очередь, отсутствие Al-Na центров излучения говорит об окислительных условиях образования (Boroznovskaya, Nebera 2018).

Вероятно, жильные образования, содержащие кварц первого типа сформировались на более ранних стадиях развития гидротермальной системы при участии метаморфогенного флюида.

Работа выполнена в рамках госзадания Министерства науки и высшего образования РФ (проект № SWM-2020-0041), а также программы развития ТПУ и госзадания ИГМ СО РАН.

Литература

1. Boroznovskaya N.N., Nebera T.S. Luminescence of rock-forming quartz of the kolyvantomsk folded belt in relation to facies features of massif formation // *Acta Geodyn. Geomater.* 2018. V. 15. P. 57–66. 10.13168/AGG.2018.0004.
2. Kungulova E.N., Kremer I.O., Tishin P.A. Structure of quartz-vein zones in south muya block of the Western Transbaikalia // *International Multidisciplinary Scientific GeoConference: SGEM.* 2019. V. 19. No. 1.1. P. 545–551. 10.5593/sgem2019/1.1/S01.067.
3. Борозновская Н.Н., Быдтаева Н.Г. Люминесценция как индикатор микродефектности при оценке качества кварцевого сырья // *Рудные месторождения. Минералогия. Геохимия.* 2003. С. 12–27.
4. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Чередникова О.И. *Металлогения платиноидов крупных регионов России.* М. Изд-во: Геоинформмарк. 2001. 302 с.
5. Матросов И.И., Погорелов Ю.Л. Влияние прокаливания на спектры рентгенолюминесценции // *Известия АН СССР. Сер. геол.* 1977. № 9. С. 89–94.

ГОДОВАЯ ДИНАМИКА ТЕМПЕРАТУРЫ В ПОЧВЕННОМ ПРОФИЛЕ ТИПИЧНОГО Al-Fe ГУМУСОВОГО ПОДЗОЛА КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Штабровская И.М., Зенкова И.В.

Институт проблем промышленной экологии Севера ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, ishtabrovskaya@mail.ru

Введение

Цель работы состоит в исследовании температурных показателей биологически активного, органогенного горизонта и почвенного профиля целинных подзолистых почв Кольской Субарктики. Сосняк произрастает на прихибинской равнине в 50 км от Хибин (67°34' с. ш., 33°12' в. д.) и выбран в качестве контроля в связи с детальной изученностью его почвенного покрова. Здесь выполнены многолетние работы по почвоведению и агрохимии, исследованы таксономическое и трофическое разнообразие почвенной фауны и микробиоты (Балаганская и др., 1983; Ушакова и др., 2001; Евдокимова и др., 2001; Зенкова, 2003). Детальные исследования температурного режима целинных подзолистых почв Мурманской области были проведены Семко на протяжении 1971–1983 гг. (Семко, 1980, 1982, 1989).

Годовую динамику температуры в почвенном профиле на глубине 5, 10, 15, 20 и 40 см рассматривали с 2020 по 2021 гг. (рис. 1). В 2020–2021 гг. температурные данные были получены только



Рис. 1. а – закладка почвенного профиля на глубины 5, 10, 15, 20 и 40 см; б – контрольный равнинный сосново-мелколиственный лес с зональным типом почв – подзолом иллювиально-гумусовым.

на 5, 10 и 15 см, так как на глубинах 20 и 40 см термохроны вышли из строя. Всего для почвенного профиля было получено свыше 10 тыс. первичных показаний.

Для пролонгированного измерения температуры использовали автоматические термохроны серии DS1921-F5 с диапазоном $-25...+40^{\circ}\text{C}$, которые программировали на регистрацию каждые 2 часа. Для исследования температуры почвенных профилей датчики прикручивали к деревянным рейкам с шагом в 5 см. Рейки углубляли в почву при помощи металлического бура диаметром 2 см. Для каждой глубины вычисляли среднесуточные, среднемесячные и среднегодовые значения. Достоверность различий температуры средних между глубинами оценивали по t-крит. Стьюдента, различий в динамике температуры за 262 сут. – методом дисперсионного анализа ANOVA с F-крит. Фишера.

Основные результаты

Годовая динамика температуры лесной подстилки

За два исследованных года – 2020 и 2021 гг. среднесуточная температура подстилки на глубине 5 см варьировала в диапазоне от $-5.9...-1.0^{\circ}\text{C}$ до $+15.5...+19.6^{\circ}\text{C}$ при наибольшей годовой

амплитуде (25.4°C) в 2020 г. Различия в годовой динамике температуры подстилки между исследованными годами были недостоверны ($F = 0.75, p = 0.38$). Среднегодовая температура подстилки в среднем за период измерений 364 сут. составила от $+3.5^{\circ}\text{C}$ в 2020 г. и $+4.0$ в 2021 г. Различия среднегодовых значений температуры подстилки были недостоверны ($t_{st} = 1.09, p = 0.05$).

Достоверные различия среднегодовых значений температуры подстилки между годами прослеживались с марта по май, а так же в сентябре, когда температура подстилки в 2021 г. была на $0.5 \dots 1.2^{\circ}\text{C}$ выше, чем в 2020 г. Максимальные среднегодовые температуры подстилки регистрировали в самый жаркий месяц – июль. Внутрисуточный максимум достигал $+19.6^{\circ}\text{C}$ и $+15.5^{\circ}\text{C}$ в даты 26.07.19 и 23.07.20. В холодный период минимальные среднегодовые температуры подстилки в оба года регистрировали в декабре (27.12.20 и 9.12.21 по 10.12.21), и были на 3°C холоднее в 2020 г. при сумме отрицательных температур -115°C против -54°C . Доля дней с отрицательными температурами в годовом цикле подстилки составила 155 против 76 сут. Период с положительными температурами подстилки преобладал и был больше на 30 сут. в 2020 г. Среди положительных температур в 2021 г. преобладали дни с эффективными $+5 \leq T < +10^{\circ}\text{C}$ и их доля составила 44 % против 60 % в 2021 г. На дни со слабоположительными температурами $0 \leq T < +5^{\circ}\text{C}$ приходилось 12 % против 20 %. На долю дней с активными температурами $\geq +10^{\circ}\text{C}$ приходилось 44 % и 20 % соответственно. В теплый период наблюдалась разница в преобладании суммы активных температур, которая была на 214°C больше в 2020 г. и в сумме эффективных $+5 \leq T < +10^{\circ}\text{C}$, которая была больше на 168°C в 2021 г. Сумма годовых температур подстилки в оба года превысила $+1000^{\circ}\text{C}$ и была на 142°C меньше в 2021 г., за счет большей суммы и числа дней отрицательных температур в холодный период.

Таким образом, для годового цикла 2020 г. характерно преобладание числа дней и суммы с отрицательными температурами подстилки в холодный период, продолжительность которого составляла 6 месяцев, а в летний период эффективных и активных. В 2021 г. прослеживалась иная тенденция – преобладание в годовом цикле положительных температур (9 месяцев), среди которых большая доля приходилась на эффективные.

Температура почвенного профиля

Сравнения средних значений температуры почвенного профиля 2020 и 2021 гг. оценивали за сходный период июль – сентябрь (69 сут.) – вегетационный период. Исследование показало, что 2020 и 2021 гг. были схожими по прогреву. Максимальный прогрев верхнего горизонта в сосновом лесу достигал в 2020 г. – $+19.3 \dots +14.6^{\circ}\text{C}$, в 2021 г. – $+22.0 \dots +15.5^{\circ}\text{C}$. Средние за июль-сентябрь

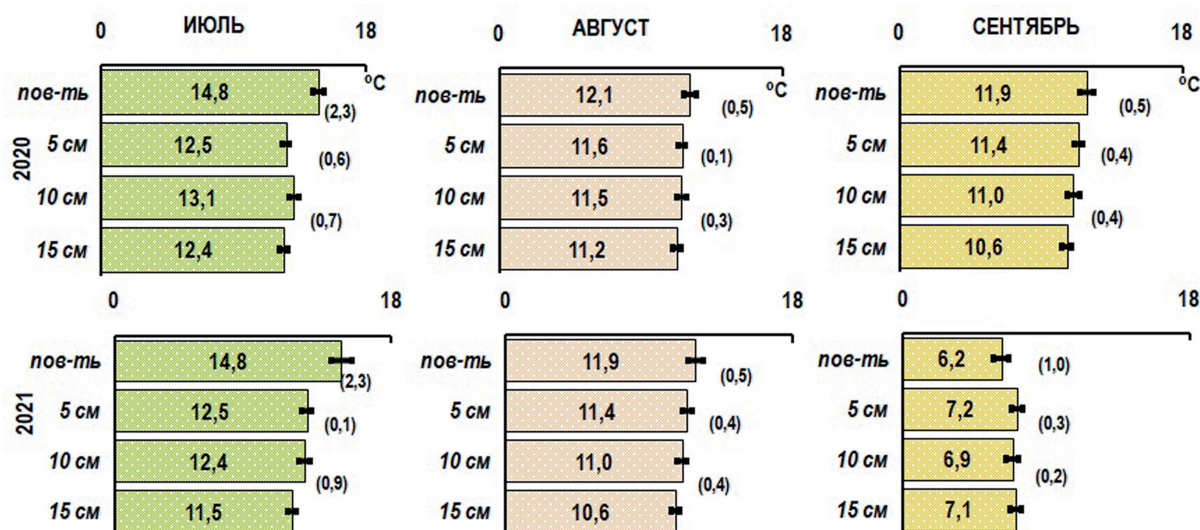


Рис. 2. Распределение среднемесячных температур июля, августа и сентября по профилю зональных почв. По оси ОУ указана глубина закладки термохронов, в скобках – разница среднемесячных температур между соседними горизонтами.

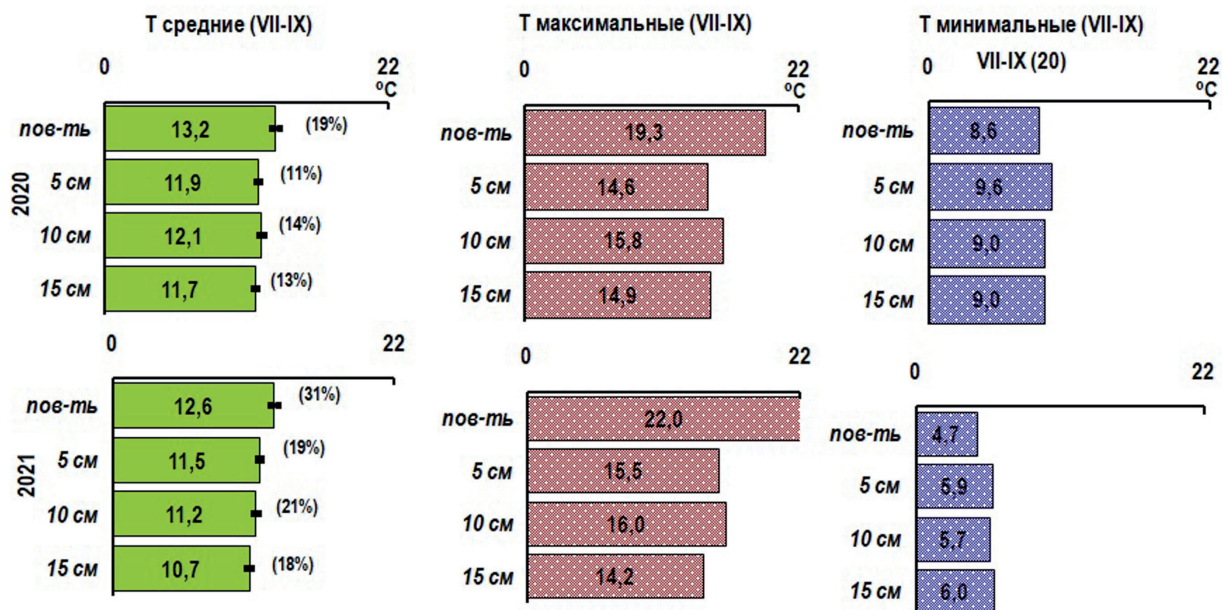


Рис. 3. Распределение средних, максимальных и минимальных температур в профиле горных почв с июля по сентябрь 2021 г. В процентах указано сезонное варьирование (коэф. вариации).

T подстилки варьировали от $+11.9\text{ }^{\circ}\text{C}$ в 2020 г. до $+11.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ в 2021 г. Дифференцирующее по годам влияние на динамику T органогенного горизонта в сосновом лесу оказывал период с эффективными $+5 \leq T < +10\text{ }^{\circ}\text{C}$. В теплый сезон 2020 г. в июле, августе и сентябре прослеживался летний тренд распределения – в виде постепенного снижения T от верхних горизонтов к нижним, связанный с прогревом почв от теплого атмосферного воздуха. В 2021 г. летний тренд прослеживался в июле и августе, а в сентябре наблюдали осенний тренд – в виде обратного распределения T по почвенному профилю, обусловленный более быстрым остыванием верхних горизонтов (рис. 2). Различия температуры между исследованными годами прослеживали в сентябре месяце, когда почвенный профиль в 2020 г. прогревался лучше на $3.5\text{--}5.7\text{ }^{\circ}\text{C}$ по сравнению с 2021 г. Это соответствует представлениям о преобладании отрицательного температурного градиента в летний сезон и положительного – в осенний в подзолистых почвах таежной подзоны Карело-Кольской провинции по классификации В.Н. Димо (1972).

В целом средняя за июль-сентябрь 2020 г. T лесной почвы на поверхности и на глубине 5, 10, 15 см варьировала $+11.7\text{...}+13.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ и была меньше в профиле в 2021 г. – от $+10.7$ до $+12.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рис. 3). Различия были связаны с минимальными T почв: прогрев почв на разных глубинах был большим в 2020 г.: $+8.6\text{...}+9.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ против $+4.7\text{...}+6.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ в 2021 г. Сезонному изменению T более подвержены верхние 5 и 10 см почвы. Температурная разница между 5 и 10 см не очевидна, но выражена на глубине 10 и 15 см. Уменьшение variability температуры с глубиной за счет максимальных T (от 11 до 19 % в 2020 г. и от 18 до 31 % в 2021 г.) отражают соответствующие коэффициенты вариации (рис. 3).

Заключение

Исследование температуры в типичном зональном Al-Fe гумусовом подзоле в 2020–2021 гг. показали, что дифференцирующее влияние на степень прогрева почвы по годам оказывает период с эффективными температурами $+5 \leq T < +10\text{ }^{\circ}\text{C}$. В этот период участок в 2020 г. прогревается лучше по всему почвенному профилю, по сравнению с 2021 г. Дополнительно, осенний сезон определяет различие минимальных температур в почвах участков, особенно в верхней 5–10 см толще.

Выполнение исследований осуществляется, благодаря финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (конкурс «Аспиранты», проект № 20-34-90135 «Темпера-

турный режим почв как фактор разнообразия и активности почвенной биоты в горных экосистемах Кольской Субарктики») и темы НИР №122022400120-2 «Биоразнообразии и мультифункциональности наземных экосистем Евро-Арктического региона».

Литература

1. Димо В.Н. Тепловой режим почв СССР. М. Изд-во: Колос. 1972. 360 с.
2. Зенкова И.В., Петрашова Д.А. Характеристика популяции *Monotarsobius Curtipes* (Chilopoda, Lithobiidae) в лесных подзолах Кольского полуострова // Вісник Дніпропетровського Університету. Біологія. Екологія. № 11-1. 2003. С. 92–96.
3. Семко А.П. Гидротермический режим почв лесной зоны Кольского полуострова. Апатиты. Изд-во: КФАН АН СССР. 1982. 134 с.
4. Семко А.П., Сергеев Б.Ф. Температурный режим целинных и окультуренных почв в условиях Крайнего севера // Биологические процессы и минеральный обмен в почвах Кольского полуострова. Изд-во: КФАН АН СССР. 1974. С. 3–25.
5. Семко А.П. Гидротермический режим целинных и окультуренных почв Северной тайги Кольского полуострова. Автореф. дис. канд. биол. наук. Ленинград, 1980. 23 с.
6. Семко А.П. Гидротермический режим почв лесной зоны Кольского полуострова. Апатиты. Изд-во: КФАН АН СССР. 1982. 134 с.
7. Семко А.П. Режим тепла и влаги для роста и развития дикорастущих и интродуцированных растений в центральной части Кольского полуострова. Апатиты. Изд-во: КНЦ АН СССР. 1989. 30 с.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ВОПРОСЫ ИЗОМОРФИЗМА КОЛУМБИТА ИЗ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОВ ЗАШИХИНСКОГО МАССИВА

Шутов В.А., Алымова Н.В.

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

Введение

Зашихинский массив является одним из перспективных редкометалльных месторождений с крупными запасами тантал-ниобиевых руд, приурочен к позднепалеозойской Восточно-Саянской редкометалльной зоне магматизма. В пределах массива выделено три разновидности гранитов: амфиболсодержащие кварц-микроклин-альбитовые → кварц-альбит-микроклиновые → кварц-альбитовые, переходящие в альбититы. Уникальность агпайтовых гранитов Зашихинского массива заключается в том, что главным рудным Ta-Nb минералом является колумбит, как и в Li-F гранитах Забайкалья и Монголии. В то время как, в гранитах месторождений близких по рудно-формационному типу (например, Катугинский массив) ведущая роль минерала-концентратора редких элементов отведена пироклору.

Характеристика колумбита

Колумбит является главным концентратом тантала и ниобия в рудах Зашихинского массива. Он образует как крупные (2–5 мм), так и мелкие (менее 0.5 мм) зерна черного цвета, иногда встречается в виде уплощенных вытянутых пинакоидальных {010} и призматических {001} кристаллов (рис. 1). В щелочных гранитах массива наблюдается в ассоциации главными породообразующими минералами (кварц, микроклин, альбит) и аксессуарными – арфведсонит, эгирин, циркон, слюда.

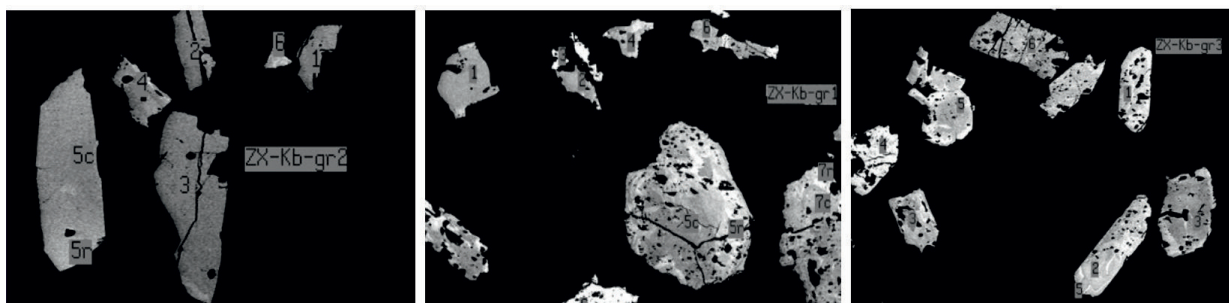


Рис. 1. Микрофотографии зерен колумбита.

Колумбит характеризуется значительными вариациями состава (мас. %): MnO 0.38–12.06, FeO_{total} 7.19–19.71, Ta₂O₅ 1.85–18.94, Nb₂O₅ 58.88–75.46 и представлен полным изоморфным рядом от колумбита-Fe до колумбита-Mn (рис. 2 а). Также отмечаются довольно высокие содержания TiO₂ (до 3.26 мас. %), SnO (до 0.41 мас. %) и пониженные концентрации Ce₂O₃, Nd₂O₃, Yb₂O₃, UO₂, ThO₂. Широкий диапазон химического состава колумбита, даже в пределах одного массива, характерен для месторождений данного щелочно-гранитного типа. При этом четкой зональности состава зерен колумбита не наблюдается: в некоторых случаях имеются темно-серые участки в центральных зонах и более светлые участки в периферических частях кристаллов (Владыкин и др., 2016). Зональность слабо выраженная, с расплывчатыми контурами. Периферические зоны, вероятно, являются более поздними образованиями, для них характерны высокие содержания Ta₂O₅ (10–19 мас. %) и пониженные концентрации MnO (0.5–7 мас. %). На корреляционных диаграммах наблюдаются четкие линейные зависимости между содержаниями MnO и FeO, Ta₂O₅ и Nb₂O₅ (рис. 2б, 2в) и отсутствие корреляций между содержаниями Ta₂O₅ и MnO, Nb₂O₅ и FeO (рис. 2г, 2д). Это свидетель-

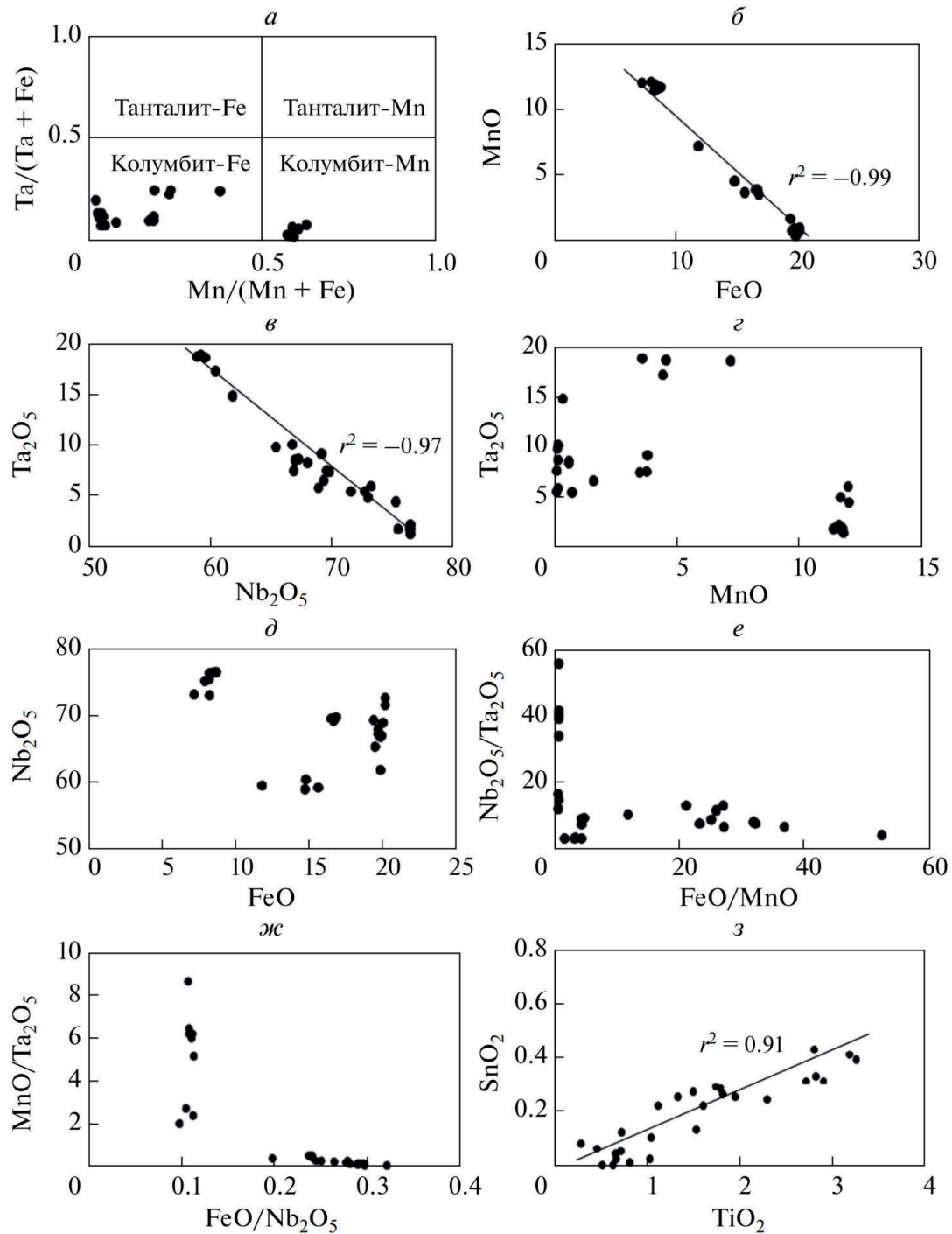


Рис. 2. Вариации состава колумбита (мас. %).

ствует, что для колумбита характерен изовалентный изоморфизм, при котором ионы Fe^{2+} замещаются ионами Mn^{2+} , а ионы Nb^{5+} – ионами Ta^{5+} . Между отношениями $\text{Nb}_2\text{O}_5/\text{Ta}_2\text{O}_5$ и FeO/MnO , $\text{MnO}/\text{Ta}_2\text{O}_5$ и $\text{FeO}/\text{Nb}_2\text{O}_5$ корреляции не наблюдается (рис. 2 е, 2 ж). С содержанием TiO_2 коррелируют концентрации SnO_2 (рис. 2 з).

Заключение

В результате проведенных петролого-геохимических исследований был доказан магматический генезис пород и руд массива (Ярмлюк, Кузьмин, 2012; Владыкин и др., 2016; Alymova, Vladuykin, 2021). Главным минералом-концентратором тантала и ниобия является колумбит. В то время как, в гранитах Катугинского месторождения, близкого по рудно-формационному типу, веду-

щая роль концентратора редких элементов отведена пирохлору. Содержания последнего в породах Зашихинского массива незначительны. Колумбит характеризуется значительными вариациями содержаний компонентов и представлен полным изоморфным рядом от колумбита-Fe до колумбита-Mn. Граниты по минеральным ассоциациям близки как к щелочным агапайтовым разновидностям, так и к гранитам Li-F типа и, возможно, Зашихинское месторождение образовано из магмы «переходного состава» (Алымова, Владыкин, 2021).

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-05-00261_а.

Литература

1. Алымова Н.В., Владыкин Н.В. Рудоносность редкометалльных гранитов Зашихинского массива (Иркутская область) и минералы-концентраторы Ta, Nb, Th, Zr, TR // Известия ИГУ. Сер. Науки о Земле. 2018. Т. 25. С. 15–29. <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2018.25.15>.
2. Алымова Н.В., Владыкин Н.В. Особенности состава рудообразующих минералов в редкометалльных щелочных гранитах Зашихинского массива (Иркутская область) // Записки российского минералогического общества. 2021. № 1. С. 76–91. DOI: 10.31857/S0869605521010020.
3. Владыкин Н.В., Алымова Н.В., Перфильев В.В. Геохимические особенности редкометалльных гранитов Зашихинского массива, Восточный Саян // Петрология. 2016. Т. 24. № 5. С. 554–568. DOI: 10.7868/S086959031605006X.
4. Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И. Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометалльный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 5. С. 375–399.
5. Alymova N.V., Vladyskin N.V. Geochemistry, mineralogy and ore content of alkaline granite magmatism of East Sayan zone (on the example of Zashikhinsky deposit) // Alkaline Rocks, Kimberlites and Carbonatites: Geochemistry and Genesis. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer, Cham. 2021. P. 63–80. https://doi.org/10.1007/978-3-030-69670-2_4.

ИЗУЧЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ ПО ЭЛЕМЕНТНОМУ И МИНЕРАЛЬНОМУ СОСТАВУ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА ШИРА

Юсупова А.Р., Кузина Д.М., Нургалиева Н.Г., Крылов П.С., Антоненко В.В.

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, AnRJusupova@kpfu.ru

Введение

В настоящей работе представлены исследования минерального состава отложений озера Шира (Хакасия) сформировавшихся на протяжении последних ~ 10 тыс. лет. Площадь водного зеркала озера Шира составляет 35.9 км², длина – 9.35 км, максимальная ширина – 5.3 км, длина береговой линии – 24.5 км, максимальная глубина – 23.8 м, средняя глубина – 11.0 м, абсолютная отметка уреза воды – 353.9 м. Дно озера ровное, максимальные глубины приурочены к его центральной части. В озеро впадает небольшая река Сон. Минеральный состав был использован для проведения реконструкций изменения условий окружающей среды на территории Хакасии в Голоцене.

Материалы и методы

Сейсмоакустические исследования проводились с помощью специализированного комплекса «Бумер», разработанного на кафедре геофизики и геоинформационных технологий ИГиНГТ КФУ, для работ на мелководных акваториях (Krylov et al., 2015).

Всего, на основе сейсмоакустических исследований, было отобрано 4 керновые колонки длиной от 376 до 510 см. Для лабораторных исследований отбор образцов производится с шагом 2 см, общее количество образцов составило 664 шт. Разрез донных отложений озера Шира представлен иловыми отложениями различных оттенков: серого, зеленого и коричневого.

Радиоуглеродный анализ проводился на Факультете Наук о Земле Национального университета Тайваня (NTUAMS Lab), г. Тайвань, на ускорительном масс-спектрометре 1.0 MV HVE. Для калибровки возраста образцов использовался программный продукт OxCal v4.2.4 Bronk Ramsey (2013) и калибровочная кривая IntCal 13, что позволяет определить временные интервалы с наибольшей вероятностью.

Для детального комплексного исследования была выбрана керновая колонка № 3, на основе анализа первичного литологического описания и результатов сейсмоакустических исследований.

Рентгеновский дифракционный анализ использовался для определения минерального состава осадочных отложений. Анализ был проведен при помощи рентгеновского дифрактометра D2 PHASER. В ходе исследований были получены дифрактограммы исследуемых образцов, по которым были определены присутствующие в образцах кристаллические фазы и их процентное содержание.

С целью изучения магнитной минералогии использовался дифференциальный термомагнитный анализ (ДТМА). ДТМА выполнялся на авторегистрирующих крутильных весах, сконструированных в ИГиНГТ (Буров, Ясонов, 1979; Буров и др., 1986).

Результаты

Радиоуглеродное датирование было проведено для 12 образцов. На основе полученных данных построена возрастная модель, рассчитана скорость осадконакопления. Согласно радиоуглеродному датированию, максимальный возраст изучаемых отложений составляет ~ 10 тыс. лет (Юсупова и др., 2021).

По данным рентгеновского дифракционного анализа минеральный состав характеризуется наличием аллотигенных минералов (кварц обломочный, микроклин, альбит, слюда, хлорит, роговая обманка). Аутигенные минералы включают карбонаты (магнезиальный кальцит, кальцит, доломит, арагонит, моногидрокарбонат, термонатрит), гипс, пирит.

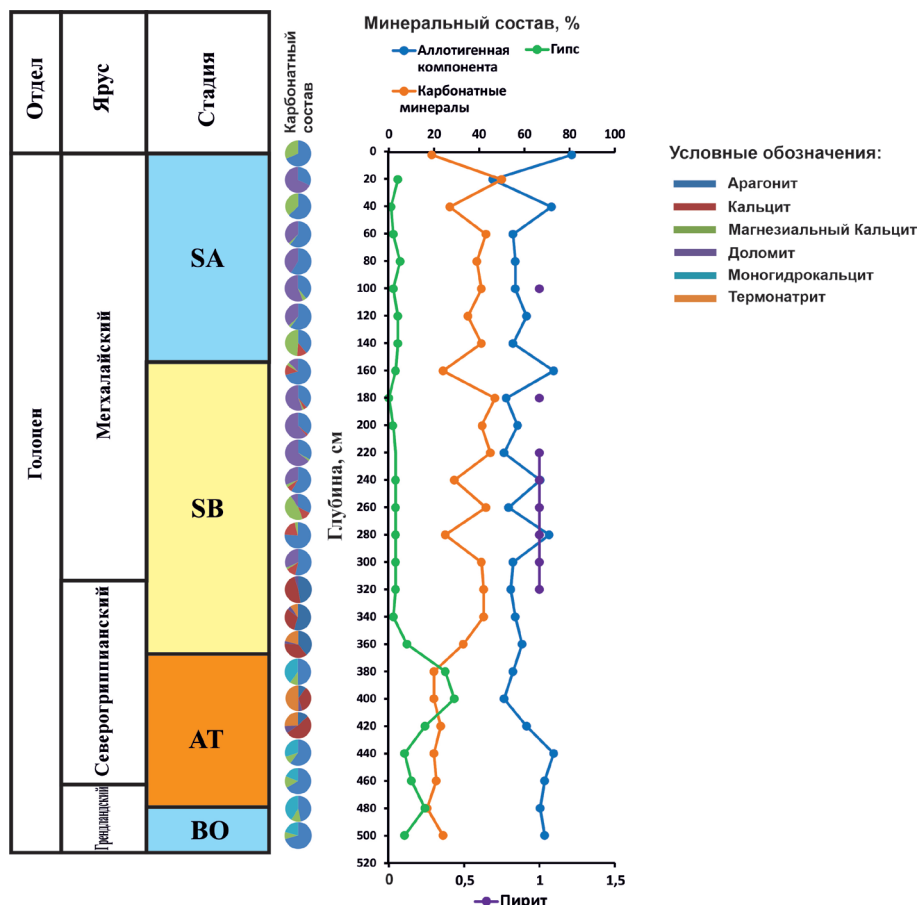


Рис. 1. Минеральный состав осадочных отложений оз. Шира.

На рисунке 2 отображен усредненный минеральный состав изучаемых отложений, по которому видно, что аутигенная компонента уступает аллотигенной компоненте по содержанию.

Усредненное значение карбонатной компоненты достигает 32.77 %. Известно, что тёплый и влажный климат способствует формированию низкомагнезиальных и промежуточных кальцитов, а его аридизация сопровождается осаждением высокомагнезиальных кальцитов и доломитов (Солотчина и др., 2019). Карбонатные минералы представлены арагонитом, кальцитом, магнезиальным кальцитом, доломитом, моногидрокальцитом, а также термонаитритом. Усредненное содержание гипса по всему разрезу составляет 6.6 %.

На основе анализа минерального состава изучаемых осадочных отложений видно, что климат на изучаемой территории преимущественно – аридный. Выявлено, что в период ~ 6500–5600 лет назад произошел наиболее драматичный период в истории озера – интенсивная аридизация климата, сопровождающаяся увеличением минерализации (выпадение гипса). Полученные данные согласуются с региональными данными по оз. Иткуль (Солотчина и др., 2019).

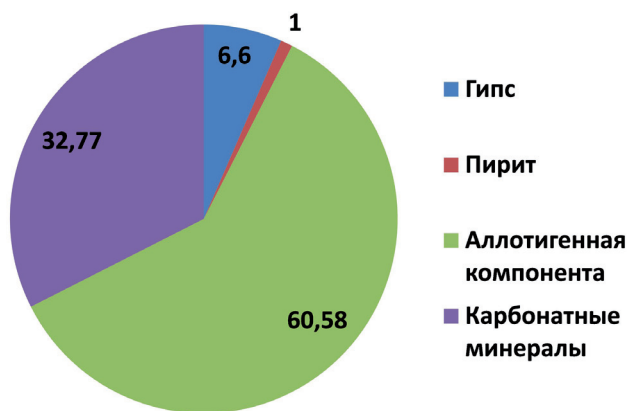


Рис. 2. Усредненный минеральный состав (%) донных отложений оз. Шира.

По результатам ДТМА разрез представляется однородным, в нижней части которого по большей части представлены сульфиды железа (рис. 3а). Увеличение намагниченности при повторном нагреве подтверждает переход сульфида железа в более магнитную фазу – магнетит. В верхней

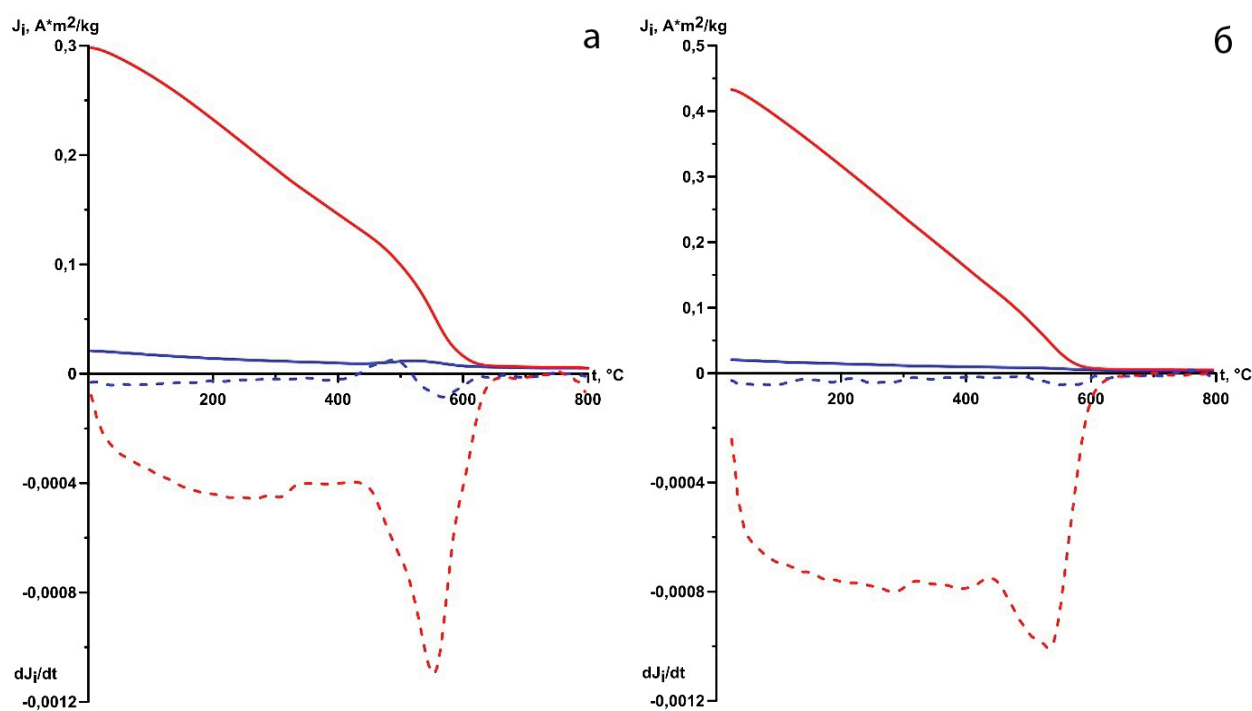


Рис. 3. Результаты ДТМА осадочных отложений оз. Ши́ра: а) – образец 680 (90 см); б) – образец 545 (360 см).

части керна встречаются образцы, в которых выделяется магнетит по температуре Кюри 570 $^{\circ}C$ (рис. 3 б), рост намагниченности на повторном нагреве связан с наличием органики в образцах.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ № 18-17-00251 и 22-47-08001, часть работ выполнена за счет средств субсидии, выделенной КФУ для выполнения государственного задания № 671-2020-0049 в сфере научной деятельности.

Литература

1. Krylov P.S., Nourgaliev D.K. and Yasonov P.G. Seismic investigations of lake Chebarkul in the process of searching Chelyabinsk meteorite // *ARNP Journal of Engineering and Applied Sciences*. V. 10, No. 2. February 2015. 744–746 p.
2. Буров Б.В., Нурғалиев Д.К., Ясонов П.Г. Палеомагнитный анализ. Казань. Изд-во: КГУ. 1986. 167 с.
3. Буров Б.В., Ясонов П.Г. Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород. Казань. Изд-во: КГУ. 1979. 159 с.
4. Солотчина Э.П., Кузьмин М.И., Солотчин П.А., Мальцев А.Е., Леонова Г.А., Даниленко И.В. Аутигенные карбонаты голоценовых осадков озера Иткуль (Юг Западной Сибири– индикаторы изменений климата // *ДАН*. 2019. Т. 487. № 1. С. 54–59. DOI:<https://doi.org/10.31857/S0869-5652487154-59>.
5. Юсупова А.Р., Кузина Д.М., Антоненко В.В., Крылов П.С. Первые данные элементного и минералогического состава осадочных отложений озера Ши́ра (Хакасия) // *Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии. Матер. XXXII мол. науч. конф.* 2021. С. 172–174.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------|
| Предисловие редактора | 3 |
| Алексеева И.Е., Бессонова А.М., Малкова Ю.Л., Павлова Е.С. Закономерности распространения ртути в донных отложениях озера Лошамье национального парка «Смоленское Поозерье» | 4–7 |
| Алексеева И.Е., Бессонова А.М., Малкова Ю.Л., Павлова Е.С. Сравнительный анализ содержания тяжелых металлов в донных осадках некоторых озер национального парка «Смоленское Поозерье» | 8–11 |
| Алентьев Ю.Ю. Влияния открытой разработки полезных ископаемых на перераспределение отдельных элементов водного баланса по территории (на примере Московской области) | 12–15 |
| Барымова А.А., Скавинская Н.Ю. Геоэкологическая обстановка донных отложений морей России: общие проблемы | 16–17 |
| Белая Н.А., Богданов Т.В., Горбунова А.В., Понамарчук Т.В. Закономерности распространения тяжелых металлов в донных отложениях национального парка «Себежский» | 18–22 |
| Бибко А.А., Бухарова О.В. Изменение минералогических характеристик гидроксилпатита из костной ткани при поражении остеопорозом | 23–24 |
| Богданов Т.В., Питлев Р.А. Закономерности распределения тяжёлых металлов в донных отложениях озера Суури | 25–28 |
| Воробей С.С., Коньшев А.А., Сидкина Е.С. Минералогические особенности пород отвалов шахты Люпикко (Питкярантский рудный район) | 29–30 |
| Гаврусев З.В. Литологический состав и корреляция отложений фаменского яруса толщ верхнего девона. | 31–33 |
| Гайнанова А.Р., Шиловский О.П. Первые данные исследования редкоземельных элементов в пиритовых конкрециях в урочище Тархановская пристань | 34–36 |
| Галеева Е.В., Кудряшов Н.М. Шонгуйское месторождение бериллсодержащих пегматитов: геологическое строение и минеральный состав | 37–38 |
| Гембель Л.Р., Павлова М.А., Гуськов Д.А. Особенности петрографического состава пород юго-западной части Ульбейского массива (Хабаровский край) | 39–42 |
| Гойчук О.Ф., Паниковский Т.Л., Базай А.В., Яковенчук В.Н. Продукты природной декаатионизации мурманита, $\text{Na}_2\text{Ti}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{O}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ | 43–45 |
| Горшков Д.А. Органостенные микрофоссилии из карьерной свиты (рр. Тея и Чапа, север Енисейского кряжа) | 46–49 |
| Джамансартова О.М., Рахманова А.В. Столбчатые министрматолиты: особенности вещественного состава и стратиграфическое положение в разрезах палеопротерозоя Карельского кратона. | 50–53 |
| Долотказин О.И. Скоростные модели в методе преломленных волн | 54–57 |
| Евенкова Т.Д., Зеленковский П.С., Гетгих Н.П. Закономерности распределения тяжелых металлов в рыбе. | 58–59 |
| Евсюкова А.А. Геохимические особенности гранатов из сланцев Нижнеудинского района Иркутской области | 60–62 |
| Забавчик Н.И. Геологическая характеристика Контозерского вулканогенно-осадочного комплекса (Мурманская область) | 63–66 |
| Забальская А.О., Коновалов М.М. К вопросу о потенциальной рудоносности ожелезненных песков аптского возраста (Липецкая область) | 67–69 |
| Карпинчик Г.О., Кушнарёва А.В. Индикаторы перемещений в метаморфических комплексах Ак-Тюза, Северный Тянь-Шань | 70–72 |
| Кашаев А.В., Даниленко И.С. Результаты линейного анализа территории полигона учебных практик «Никель» (республика Адыгея). | 73–76 |
| Кизьякова В.И., Нелина О.А., Тетерук Е.В. Обоснование алгоритма восстановления данных акустического и плотностного каротажа для уточнения геологического строения продуктивных пластов нефтяного месторождения | 77–80 |
| Климовская Е.Е. Петрогеохимические особенности формирования талькового камня Костомукшской зеленокаменной структуры (Карелия) | 81–84 |
| Ковальчук А.А., Шарпарь Н.Д. Выделение наноазмерных составляющих жильного кварца | 85–88 |

| | |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------|
| Колотыгина В.Н., Савичев О.Г., Кремлева Т.А., Солдатова Е.А. Пространственно-временные изменения физико-химических показателей, связанных с миграцией органического вещества, в водах Обского болота | 89–93 |
| Колубаева Ю.В., Иванова И.С., Волкова Н.А. Химический состав питьевых подземных вод северных территорий Западной Сибири. | 94–98 |
| Коньшев А.А. Составы расплавов принимавших участие в образовании гранит-порфиоров – геохимических аналогов гранитов рапакиви (Салминский батолит, Карелия) | 99–103 |
| Копытин С.В., Нильцигаева К.А. К вопросу о минералогии юрских терригенно-глинистых и глинисто-карбонатных пород южной окраины Даховского кристаллического массива | 104–106 |
| Куртуков А.А. Типоморфные признаки и состав золота из аллювия реки Белая (Северо-Западный Кавказ, рес. Адыгея). | 107–109 |
| Лебеденко А.В., Ветрова М.Н. Минералогия пегматитового тела Муркианмяки (Южная Карелия) | 110–113 |
| Лезжов А.М., Азимов П.Я. Условия формирования антофиллита при метаморфизме высоких давлений из метагабброноритов Беломорской провинции Фенноскандинавского щита | 114–117 |
| Лютиков А.В., Медведев П.В. Стратиграфический и палеофациальный анализ палеопротерозойских микробаляитов восточной части Фенноскандинавского щита | 118–120 |
| Максимов О.А. Метаморфическая эволюция Гридинского эклогитсодержащего комплекса | 121–122 |
| Максимов П.Н., Рудмин М.А. Геохимические особенности морских железняков аятской свиты (Тургайский прогиб, Северный Казахстан) | 123–125 |
| Максимов П.Н., Рудмин М.А. Потенциальные источники сноса аллотигенных минералов морских железняков аятской свиты (Тургайский прогиб, Северный Казахстан) | 126–127 |
| Мамыкина М.Е. Особенности геохимии кварца из гранитов Белокурихинского массива (Горный Алтай). | 128–129 |
| Меренкова С.И., Калмыков Г.А., Габдуллин Р.Р., Пузик А.Ю. Особенности стратификации и гидрохимии вод палеобассейна Сибирской платформы в раннем-среднем кембрии и их влияние на формирование инниканской свиты | 130–133 |
| Назарова А.А., Шур Е.А. Использование литолого-фациальных, палеогеографических и палеоихнологических характеристик меловых отложенийсевера Западной Сибири (Ямало-Тазовская мегасинеклиза) для оценки перспектив нефтегазоносности | 134–137 |
| Назарова Ю.И., Юрьева М.Д. Применение природных сорбентов для утилизации нефтяных разливов с водной поверхности. | 138–139 |
| Нильцигаева К.А., Копытин С.В. К вопросу о минералогии жилы «Ягодка-1» месторождения Аметистовое (Камчатский край) | 140–142 |
| Петракова А.И., Ветрова М.Н. Полихромный турмалин из редкометальных пегматитов, Плотная Ламбина | 143–144 |
| Родионов Г.Н. Стратиграфия и вещественный состав гляциальных, флювиогляциальных и лимногляциальных отложений позднего плейстоцена и голоцена г. Петрозаводска. | 145–148 |
| Рубан А.С. Аутигенные карбонаты континентального склона моря Лаптевых | 149–151 |
| Рудмин М.А. Поиск свидетельств рудообразующих процессов в составе морских железняков | 152–156 |
| Рудмин М.А., Максимов П.Н. Опыт создания и использования нанокomпозитных минеральных удобрений для решения некоторых геоэкологических проблем в сельском хозяйстве | 157–160 |
| Румянцева Н.А. Геохимические особенности пород, слагающих хребет Шака (Южная Атлантика) | 161–164 |
| Рябова С.А. Аномалии магнитного поля Земли в период землетрясения на Суматре (2022). | 165–168 |
| Саитгалеев М.М., Шнюкова О.М. Анализ геодинамических явлений Объединенного кировского рудника. Связь лабораторного, шахтного и регионального уровней | 169–172 |
| Секерина Д.Д., Дергилёва Е.А. Эффективность применения трансформации геофизических полей при картировании границ шовных зон и консолидированного фундамента | 173–176 |
| Семенова Л.П., Малышев С.В. Термохронология западной части Кольского полуострова по трекам осколков деления в апатите на примере массива Репоярви | 177–179 |
| Сидкина Е.С., Солдатова Е.А., Коньшев А.А., Воробей С.С. Природные наблюдения и компьютерное моделирование поведения тяжелых металлов в гипергенных процессах на примере техногенных объектов «Люпикко-1» (Карелия) | 180–183 |

| | |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------|
| Синиченко О.А., Ветрова М.Н., Фришман Н.И. Серебро Медвежьего острова | 184–186 |
| Скавинская Н.Ю., Барымова А.А. Тяжелые металлы в донных отложениях Баренцева и Карского морей в районе архипелага Новая Земля | 187–190 |
| Смирнов Ю.В., Хубанов В.Б. Первые U-Pb геохронологические данные для раннепермских плагиогранитов Нора-Сухотинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса | 191–192 |
| Смирнова Ю.Н., Хубанов В.Б. Источники терригенных пород ерниченской толщи аргунской серии одноименного массива: результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов | 193–194 |
| Солдатова Е.А., Сидкина Е.С., Коньшев А.А., Торопов А.С. Химический состав воды техногенных объектов рудника Бекк (Республика Карелия). | 195–198 |
| Стешенко Е.Н., Баянова Т.Б., Чашин В.В., Кунаккузин Е.Л., Серов П.А. Палеопротерозойская Кандалакшко-Колвицкая зона: последовательность образования и преобразования пород по данным U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr систематик (Арктическая зона Фенноскандинавского щита) | 199–201 |
| Суханова М.А., Адамская Е.В., Сальникова Е.Б., Толмачева Е.В. Особенности строения и возраста циркона из глиноземистых гнейсов центральной части Беломорской провинции Фенноскандинавского щита. | 202–203 |
| Сучков Д.В. Гипсосодержащие отходы минерально-сырьевого комплекса как техногенное сырье для получения новой продукции | 204–207 |
| Тихонова Ю.С. Диатомовые комплексы в разнофациальных осадках малого озера в районе урочища Соностров (Карельский берег Белого моря) | 208–211 |
| Толстобров Д.С. Следы катастрофических событий (цунами) в донных отложениях озер на побережье Баренцева моря | 212–214 |
| Торопов А.С., Сидкина Е.С., Коньшев А.А. Формы нахождения элементов в подотвальных водах шахты Люпикко-1 (Южная Карелия) | 215–218 |
| Трубин Я.С., Смирнов П.В. Новые находки фораминифер в морских мелководных фациях палеогенового возраста юга Ферганского долины | 219–221 |
| Уракова И.Э., Лукина Е.А. Литологические особенности и условия образования песков Дюнных всхламлений (Петропаловский район, Воронежская область). | 222–224 |
| Устинова В.В., Степанова А.В. Петрогеохимическая характеристика палеопротерозойских базитов (2.01 млрд. лет) Онежской структуры | 225–226 |
| Федоров И.С., Асминг В.Э., Федоров А.В. Применение геофизических методов в задачах мониторинга лавинной активности. | 227–230 |
| Филиппова А.И., Филиппов С.В. Глубины залегания литосферных магнитных источников под морем Лаптевых. | 231–234 |
| Фоменко А.П., Савельева Л.А., Максимов Ф.Е., Попова С.С., Петров А.Ю., Григорьев В.А., Кузнецов В.Ю. Растительность микулинского межледниковья в Верховьях Волги (по палинологическим и палеокарпологическим данным изучения отложений из разрезов на рр. Большая Дубенка и Малая Коша) | 235–238 |
| Шашкова Е.Н. Типоморфные особенности жильного кварца золоторудного месторождения Кыринского района (Забайкалье) | 239–241 |
| Шварцева О.С., Гаськова О.Л., Богуславский А.Е. Гидрогеохимический профиль верхового болота лесостепной зоны (юг Западной Сибири) | 242–245 |
| Шкуро Я.А., Бибко А.А., Кунгулова Э.Н. Типизация кварца из жил Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) | 246–247 |
| Штабровская И.М., Зенкова И.В. Годовая динамика температуры в почвенном профиле типичного Al-Fe гумусового подзола Кольского полуострова | 248–251 |
| Шутов В.А., Алымова Н.В. Минералогические особенности и вопросы изоморфизма колумбита из редкометалльных гранитов Зашихинского массива | 252–254 |
| Юсупова А.Р., Кузина Д.М., Нургалиева Н.Г., Крылов П.С., Антоненко В.В. Изучение климатических изменений по элементному и минеральному составу осадочных отложений озера Шира | 255–257 |



67.7191 N
36.8098 E

